A C T A G E O L O G I C A P O L O N I C A

VOL. XI 1961 No. 2-3

ZBIGNIEW KOTAŃSKI

Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach

STRESZCZENIE: Po dokonaniu krytycznego przeglądu dotychczasowych poglądów na powstanie pasma wierchowego w Tatrach, autor omawia tektogenezę tego pasma w nawiązaniu do teorii spływania grawitacyjnego. Longitudynalne i transwersalne undulacje autochtonicznego gmachu Tatr powstały w subhercyńskiej (przedgozawskiej) fazie ruchów. Do depresji transwersalnych spłynęły wielkie fałdy wierchowe, przykryte następnie przez płaszczowiny reglowe, które dotarły do rejonu Tatr unoszone przez migrującą ku północy falę nabrzmień. Wszystkie te procesy miały charakter powierzchniowy. Na szczegółowych przekrojach tektonicznych została zanalizowana w szczegółach budowa gmachu wierchowego, przy czym zostały wydzielone nowe jednostki strukturalne i tektoniczne, które dawniej albo nie były wcale znane, albo miały inną interpretację tektoniczną (Część I i II). Z przekrojów tektonicznych wynika, że zróżnicowanie facjalne serii wierchowej jest bardzo duże, co posłużyło do wydzielenia szeregu nowych serii wierchowych w nowym, węższym znaczeniu. Kryterium wydzielania tych serii zostało oparte na charakterze stosunku jury do triasu. Serie te zostały dokładnie scharakteryzowane oraz zostały sporządzone ich wzorcowe profile, przy czym w analizie tej wzięto pod uwagę również znaczne różnice miąższości. Szczegółowe pomiary dokonane na przekrojach stały się podstawą do rekonstrukcji położenia geograficznego poszczególnych serii w zbiorniku sedymentacyjnym, co zostało przedstawione na mapie (Część II). W oparciu o przeprowadzoną rekonstrukcję położenia poszczególnych serii w zbiorniku sedymentacyjnym został omówiony rozwój paleogeograficzny geosynkliny wierchowej, przedstawiony na mapkach. Była to miogeosynklina, przy czym można w niej było wyróżnić szereg faz rozwoju (faza parageosynklinalna, intrageoantyklinalna, pelagiczna i batialna). Zostało szczegółowo omówione zagadnienie powstania, indywidualizacji i zróżnicowania intrageoantykliny wierchowej na rowy i grzbiety, przy czym zostały podane ich realne rozmiary. Zostało rozwiązane w sensie negatywnym zagadnienie tektoniki embrionalnej w Tatrach, a w pozytywnym — kwestia inwersji i persystencji grzbietów i rowów w intrageoantyklinie (Część III).

Wstęp

Masyw tatrzański należy obecnie do rzędu najlepiej poznanych obszarów górskich w Europie. Podkreślali to zgodnie liczni geologowie zagraniczni, obecni na XXXII Zjeździe Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatrach we wrześniu 1959 r. Stan kartografii geologicznej w Tatrach przedstawił ostatnio K. Guzik (1959a). Serie wierchowe w polskich Tatrach Zachodnich mają obecnie mapę w skali 1 : 20000 (Rabowski 1955), a dla całych Tatr Polskich ukazują się sukcesywnie arkusze Mapy Geologicznej Tatr Polskich w skali 1 : 10000. Nieco gorzej przedstawia się stan skartowania serii osadowych w słowackich Tatrach, lecz i tam osiągnięto ostatnio duże postępy (Andrusov 1959). Uczestnikom Konferencji Tatrzańskiej demonstrowano mapę Tatr w skali 1 : 25000, zestawioną m.in. z wcześniejszych lokalnych zdjęć (Andrusov 1950, Gorek 1953, 1958).

Szczególnie dobrze została opracowana strefa wierchowa w Tatrach. Prócz szczegółowego zdjęcia w tym dobrze odkrytym terenie rozporządzamy wielką ilością fotografii zboczy z naniesioną geologią (Rabowski 1959) i nowymi przekrojami tektonicznymi tego autora.

Szczegółowe i dobrze udokumentowane prace całego pokolenia geologów z F. Rabowskim na czele dały w efekcie poznanie ogólnego zarysu budowy gmachu wierchowego (zob. Sokołowski 1959a, 1960), przeanalizowanego w szczegółach przez samego F. Rabowskiego (1959) i uzupełnionego przez geologów młodszego pokolenia (zob. Kotański 1959d). Postępujące po wojnie w parze z badaniami tektonicznymi badania stratygraficzne dały w efekcie sprecyzowanie wieku wielu nierozpoziomowanych dotychczas ogniw stratygraficznych (zob. Passendorfer 1959a, 1960) oraz przyczyniły się do wycyzelowania wielu profilów tektonicznych (Kotański 1959a) i ustalenia przynależności tektonicznej wielu niejasnych dotychczas jednostek.

Badania stratygraficzne wysunęły również nową problematykę paleogeograficzną (zob. Passendorfer 1959a, 1960, Kotański 1959b), która w oparciu o dobrą znajomość tektoniki stawia z kolei zupełnie nowe zagadnienia paleogeograficzno-tektoniczne i stratygraficzne.

Wszystkie te osiągnięcia stanowią podstawę do wysunięcia zasadniczego problemu, a mianowicie problemu tektogenezy i rekonstrukcji paleogeografii strefy wierchowej w Tatrach. Chodzi tu o rozwinięcie fałdów wierchowych i doprowadzenie serii wierchowych do ich pierwotnego położenia w basenie sedymentacyjnym. Da to możliwość rozważenia zagadnień paleogeograficznych na mapie, a więc w bardziej konkretny sposób, niż to było czynione dotychczas.

Wykonanie tego zadania wymaga przede wszystkim rozważenia i przyjęcia szeregu podstawowych teoretycznych założeń tektonicznych wiążących się z teoriami górotwórczymi. Dlatego pierwsza część pracy jest poświęcona krytycznemu przeglądowi dotychczasowych poglądów na powstanie pasma wierchowego w Tatrach, a głównie kolejności ruchów i ich mechanizmowi w związku z obecnością longitudynalnych i transwersalnych undulacji gmachu tatrzańskiego, oraz wiekowi ruchów fałdowych i płaszczowinowych. Rozważony jest także stosunek ruchów pionowych do ruchów fałdowych i płaszczowinowych oraz została zastosowana teoria prądów konwekcyjnych i spływania grawitacyjnego do powstania gmachu tatrzańskiego na tle łańcucha karpackiego.

W części drugiej została omówiona sama „technika" odfałdowywania struktur wierchowych na tle pewnych nowych zagadnień tektoniki regionalnej w oparciu o nowoskonstruowane przekroje tektoniczne całego pasma wierchowego w Tatrach, w których została przedstawiona budowa serii wierchowych również i w depresjach transwersalnych, czego nie było w dotychczasowych profilach Rabowskiego. Odtworzony został przebieg stref sedymentacyjnych w basenie wierchowym, co stało się podstawą wyróżnienia nowych serii wierchowych oraz określenia ich stosunku do innych serii wierchowych w Karpatach Centralnych i do serii skałkowych.

W części trzeciej została przedstawiona paleogeografia serii wierchowych w Tatrach w historycznym i geograficznym ujęciu. Zostały rozważone zagadnienia rozwoju strefy wierchowej na tle geosynkliny karpackiej w związku z ruchami pionowymi i wulkanizmem.

Pragnę na tym miejscu wyrazić swą głęboką wdzięczność Profesorowi Dr E. Passendorferowi, który nie szczędził mi swych cennych rad i wskazówek w czasie pisania tej pracy oraz umożliwił jej prędkie wydrukowanie. W licznych, nieraz bardzo ożywionych dyskusjach, jakie toczyliśmy na tematy poruszone w tej pracy, niejednokrotnie hamował on moją nazbyt rozpaloną wyobraźnię geologiczną i przytępiał zbyt ostre sformułowania polemiczne, sprowadzając zawsze rozważania w ramy realnie istniejących faktów. Jemu też zawdzięczam umożliwienie mi podróży do Francji, którą odbyłem już w trakcie pisania rozprawy habilitacyjnej.

Podczas pobytu we Francji miałem sposobność przedyskutowania wielu problemów geologicznych ważnych dla geologii Tatr z geologami francuskimi. Pragnę podziękować Profesorowi L. Moretowi za życzliwe przyjęcie mnie w Laboratoire de Géologie w Grenoble, a szczególnie profesorom J. Debelmasowi, R. Michelowi, M. Lemoine'owi i F. Ellenberge-

rowi za liczne dyskusje i zapoznanie mnie w terenie z zagadnieniami geologii Alp podczas licznych odbytych z nimi wycieczek. Przyczyniło się to niewątpliwie do rozszerzenia problematyki zawartej w niniejszej pracy.

Część I

Tektogeneza pasma wierchowego w Tatrach

KRYTYCZNY PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH POGLĄDÓW NA POWSTANIE PASMA WIERCHOWEGO

Seria wierchowa podlegała bardzo zróżnicowanym ruchom górotwórczym, które doprowadziły do powstania dzisiejszej jej struktury. Ruchy te następowały po sobie kolejno w wielu fazach, powodując powstanie coraz to bardziej skomplikowanych struktur. Dlatego też jest rzeczą zasadniczą ustalenie kolejności ruchów — od najwcześniejszych do najpóźniejszych.

Najprostsza droga do rekonstrukcji pierwotnego położenia serii wierchowej w tatrzańskim basenie geosynklinalnym powinna prowadzić do usunięcia skutków najmłodszych ruchów poprzez właściwe odfałdowanie fałdów wierchowych aż do „wygładzenia" struktur utworzonych wskutek najpierwotniejszych założeń tektonicznych. Jak się jednak okazuje, ta najprostsza droga nie jest wcale najłatwiejsza, gdyż poglądy na kolejność ruchów oraz ich mechanizm i amplitudę są jeszcze dalekie od ujednolicenia.

KOLEJNOŚĆ RUCHÓW I ICH MECHANIZM

Ustalanie kolejności ruchów fałdowych wynika ze stwierdzonych faktów takich jak superpozycja jednostek tektonicznych, ich ścinanie i powyginanie powierzchni nasunięć, w dużej jednak mierze jest zależne od naszych wyobrażeń o mechanizmie tych ruchów.

M. Limanowski (1911a) przyjmował, że spłynięcia grawitacyjne skrętu czołowego „wielkiego fałdu Czerwonych Wierchów" odbyły się już pod pokrywą płaszczowiny reglowej, w wyniku wypiętrzania się longitudynalnej antykliny podłoża, tworzącej fleksurę na linii Małołączniak — Myślenickie Turnie. Wypiętrzanie się tej antykliny było jednocześnie przyczyną powstania dygitacji reglowych. Później, w związku z powstawaniem elewacji i depresji transwersalnych, nastąpiły zluźnienia i spłynięcia

w skręcie synklinalnym dygitacji północnej. Dalsze ześlizgnięcia grawitacyjne nastąpiły, jego zdaniem, po eocenie (1910a, 1912).

W ujęciach M. Limanowskiego należy podkreślić fakt, że przypisywał on duże znaczenie ześlizgnięciom grawitacyjnym, odbywającym się na pochylonej powierzchni podłoża. Są to poglądy już bardzo podobne do najnowszych ujęć tektoniki spływania grawitacyjnego (tectonique d'ecoulement par gravité) szkoły francuskiej. W jego ujęciu nie były to jednak spływania powierzchniowe, lecz wgłębne — pod przykryciem mas reglowych.

Poglądy jego zostały poddane ostrej krytyce przez W. Kuźniara (1911), który uważał, że nie są one dostatecznie umotywowane, a o mechanizmie procesów górotwórczych — jego zdaniem — lepiej nie mówić, gdyż wkraczamy tu w dziedzinę zjawisk absolutnie nam niezanych.

Jakkolwiek trudno nie przyznać pewnej racji obiekcjom W. Kuźniara, to należy jednak zauważyć, że idee M. Limanowskiego, aczkolwiek słabo umotywowane, podziałały zapładniająco na późniejsze badania tektoniczne i przyczyniły się do powstania wielu twórczych hipotez.

Odmiennie ujmuje kolejność ruchów w Tatrach B. Świderski (1922). Jego zdaniem pierwsze paroksyzmy ruchów mezozoicznych sfałdowały pokrywę osadową starego masywu hercyńskiego w szereg obszernych i regularnych antyklin mających kierunek SSW-NNE. Później, przed eocenem, szariaż płaszczowiny reglowej na ten regularnie pofałdowany masyw spowodował zdygitowanie „wielkiego fałdu Czerwonych Wierchów" ku N, skośnie do fałdów autochtonicznych. Dzięki istnieniu już wtedy depresji i elewacji transwersalnych i szariażowi mas reglowych, fałd ten uległ wyciśnięciom na elewacjach, a rozrósł się w depresjach. W końcu skręt czołowy wielkiego fałdu, dostosowując się do nierówności autochtonicznego podłoża, ześlizgnął się na północny stok autochtonicznej antykliny Ornaku, dając początek fleksurze brzeżnej (rozumianej tu zapewne jako fleksura względem płaszczowin reglowych).

Jak się okazuje, poglądy B. Świderskiego, w niewielkim tylko stopniu uwzględniane przez późniejszych badaczy, właśnie dzisiaj są znów wysoce aktualne.

Nowe fakty tyczące się kolejności ruchów i ich charakteru przedstawił F. Rabowski (1922, 1925a, b, 1931a, 1959). Według niego autochton wierchowy fałdował się niezależnie od mas reglowych i bez pokrycia przez nie. Natomiast pod naporem zbliżających się mas reglowych kolejno od północy ku południowi powstawały antykliny podłoża krystalicznego, na których fałdowały się masy osadowe, przy czym fałdy wierchowe powstające na dwóch południowych antyklinach utworzyły się nieco później od dwóch bardziej północnych antyklin podłoża. Już wtedy musiało istnieć wypiętrzenie masywu tatrzańskiego, gdyż dwa fałdy wierchowe wyraźnie

ześlizgują się ku północy. F. Rabowski zauważa jednak, że pierwotne pochylenie podłoża i fałdów ku północy było mniej strome, gdyż dzisiejsze ich pochylenie jest w dużej mierze wynikiem wyniesienia poeoceńskiego. Również i on za M. Limanowskim (1910a) i B. Świderskim (1922) zwraca uwagę na możliwość, że już po wypiętrzeniu się całego gmachu i stromym ustawieniu fałdów po eocenie mogły się one ześlizgnąć grawitacyjnie ku północy.

Pierwszy nasuwał się fałd Czerwonych Wierchów, przy czym doszło do zerwania łączności ze skrętem korzeniowym i do ześlizgnięcia się jądra fałdu po resztkach skrzydła brzusznego (1959, fig. 38), w związku z czym wytworzyły się liczne podrzędne dygitacje. Ruchem tym zostały ogarnięte również i masy krystaliczne, które jednak pozostały daleko w tyle. Fałd Giewontu powstał pod wpływem odgięcia ku północy normalnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów, pod wpływem nacisku od południa masy krystalicznej. Fałdował się on w kilku fazach — w początkowej przesunął się on ponad fałdem Czerwonych Wierchów, zluźniając się w stosunku do swego jądra krystalicznego. Następnie oba fałdy fałdowały się harmonijnie, a dopiero później pozostałe w tyle partie fałdu Giewontu, a szczególnie jego jądro krystaliczne przesunęło się naprzód, ścinając swe podłoże. Ta faza ruchów odbyła się już pod ciężarem przesuwających się ku północy płaszczowin reglowych, które w rejonie Przełęczy Siwarowej są przefałdowane wraz z fałdem Giewontu, a przeważnie ścinają masy wierchowe — fałd Giewontu i Czerwonych Wierchów razem, a nawet i autochton, doprowadzając przy tym do kompensacyjnego wyrównania ogólnej miąższości stłaczanej pokrywy wierchowej. Zdaniem F. Rabowskiego i W. Goetla (1924) masy reglowe na południe od Zakopanego nagromadziły się w obniżeniu transwersalnym Goryczkowej. Ujęcie takie powtarza się w pracy W. Goetla i S. Sokołowskiego (1930), którzy sprecyzowali bliżej stosunek mas reglowych do tej depresji. Po nasunięciu się płaszczowin reglowych nastąpiło, zdaniem F. Rabowskiego (1931a, c), wyniesienie gmachu tatrzańskiego, powodujące m.in. deformację powierzchni ślizgowej jądra krystalicznego fałdu Giewontu i wygięcie nadległych płaszczowin reglowych zgodnie z deformującą się powierzchnią strukturalną mas wierchowych. Wypiętrzenie poeoceńskie doprowadziło do stromszego ustawienia fałdów, do ich grawitacyjnego ześlizgnięcia się (przejęty pogląd M. Limanowskiego) oraz do kopułowatego zdeformowania pokrywy eoceńskiej. Należy podkreślić, że zarówno B. Świderski jak i F. Rabowski przyjmowali jako fakt niezaprzeczalny autonomiczne fałdowanie się powłoki wierchowej bez pokrywy reglowej pod wpływem impulsów wgłębnych, do którego dopiero później dołączyły się naciski i deformacje ze strony mas reglowych.

Zarówno oni jak i M. Limanowski przyjmują, że masy reglowe dotarły do Tatr pod wpływem nacisków tangencjalnych w momencie, gdy już istniało pewne wypiętrzenie Tatr, po przekroczeniu którego masy skalne ześlizgiwały się grawitacyjnie ku północy. Według M. Limanowskiego główna faza ześlizgów odbyła się jednak już po nasunięciu się płaszczowin reglowych na sfałdowane masy wierchowe. Natomiast F. Rabowski wykazał, że istniały kolejne fazy zarówno wypiętrzania się podłoża i fałdowania się osadów wierchowych, jak i nasuwania się płaszczowin reglowych oraz ześlizgiwania się obu mas po wypiętrzającym się gmachu tatrzańskim.

S. Sokołowski i W. Goetel (1930) przyjmują, że główne fałdowanie się mas wierchowych nastąpiło pod naciskiem nasuwających się płaszczowin reglowych. Natomiast zdygitowanie mas reglowych nastąpiło, ich zdaniem, dopiero wskutek zatrzymania się płaszczowiny, co się stało w związku ze stłoczeniem tych mas ze wszech stron w depresji Goryczkowej.

Zupełnie bez oddźwięku ze strony geologów tatrzańskich minął artykuł O. Kossmanna (1933), który opowiedział się za ideą spływania grawitacyjnego, lecz mimo zapowiedzi nie zastosował tej teorii do Tatr, a tylko do Alp.

Zupełnie wyraźnie natomiast przyjął grawitacyjny mechanizm fałdowań reglowych B. Halicki (1954). Po przezwyciężeniu przeszkody jaką stanowił dźwigający się stopniowo — według niego — masyw tatrzański, płaszczowiny reglowe spłynęły kaskadowo we wgłębny rów podtatrzański, częściowo tylko wypełniony przez czołowe partie fałdów wierchowych. Szczególnie silne stłoczenia grawitacyjne obserwuje się — jego zdaniem — w obniżeniach podłoża.

D. Andrusov (1959a) nie przypisuje większego znaczenia ześlizgom grawitacyjnym w tworzeniu się fałdów wierchowych i dygitacji reglowych, gdyż w dobie fałdowania kredowego przy przesuwaniu się płaszczowin masyw tatrzański nie tworzył jeszcze — jego zdaniem — wyraźniejszej wypukłości. Wyniosłość ta była jednak — według niego — na tyle wyczuwalna, że stanowiła już pewną przeszkodę w nasuwaniu się płaszczowin reglowych. Dowodzi tego przede wszystkim brak wierchowych powłok osadowych po południowej stronie wielu masywów Karpat Centralnych. W tym względzie jest zatem D. Andrusov zgodny z poglądami S. Sokołowskiego (1959a). Natomiast kolejność ruchów przedstawia on podobnie jak Świderski i Rabowski — w pierwszym etapie ruchów kredowych zaczęły, według niego, powstawać samoistnie, bez obciążenia z góry fałdy wierchowe, które nie miały jednak charakteru ześlizgów grawitacyjnych, gdyż wyniesienie Tatr było jeszcze wówczas za małe. Następnie od południa zaczęła się nasuwać płaszczowina reglowa dolna, która oderwała

części normalnej pokrywy wierchowej, szczególnie na elewacjach, i dokonała potężnych wytłoczeń serii wierchowej. Trochę później niż płaszczowina reglowa dolna zaczęła się przesuwać przez Tatry płaszczowina chočańska, która dokonywała również potężnych wytłoczeń i pod której wpływem na północnym zboczu lekkiej wyniosłości Tatr nagromadziły się zdygitowane masy płaszczowiny reglowej dolnej. Przyczyny powstania płaszczowin w Tatrach widzi D. Andrusov w czynnikach czysto tektonicznych — tj. w naciskach tangencjalnych i uważa, że powstanie ześlizgów grawitacyjnych było wówczas zupełnie niemożliwe z powodu nikłego wyniesienia masywu tatrzańskiego.

Przedstawienie poglądów na kolejność ruchów fałdowych w Tatrach i ich mechanizm nie byłoby pełne, gdybyśmy nie rozważyli zagadnienia wieku undulacji transwersalnych i longitudynalnych oraz kwestii istnienia lub braku okresów erozji rozdzielających poszczególne etapy nasunięć (Reliefüberschiebung).

DEPRESJE I ELEWACJE GMACHU TATRZAŃSKIEGO

Undulacje transwersalne

Istnienie poprzecznych depresji i elewacji w gmachu tatrzańskim wykazał już V. Uhlig (1900), dopiero jednak M. Limanowski (1910a) bardziej uwypuklił ich znaczenie w tektonice Tatr. Jednym z dowodów tego, że transgresja eocenu odbyła się na północ od Tatr na sfałdowanych masach reglowych i wierchowych, było stwierdzenie, że eocen ścina osie elewacji transwersalnych Koszystej i Hawrania, między którymi leży depresja Szerokiej Jaworzyńskiej. Undulacje te powstały, jego zdaniem, już po nasunięciu się płaszczowin reglowych, lecz przed eocenem. W. Kuźniar (1911) w swej gorącej replice podkreśla zasługi V. Uhliga i zgadza się, że zjawisko to, którego przyczyna i mechanizm są — według niego — tajemnicze, zaznacza się na tych samych osiach w serii reglowej i wierchowej i jest na pewno przedeoceńskie.

Obecność poprzecznych depresji i elewacji jest najlepiej widoczna na mapie Tatr (np. na mapie V. Uhliga 1911), gdzie na elewacjach trzon krystaliczny Tatr wysuwa się ku północy, a na depresjach — cofa ku południowi. Taki obraz undulacji na mapie, zaznaczających się najlepiej w przebiegu północnego brzegu trzonu krystalicznego, był przyczyną, że w swych następnych pracach M. Limanowski (in Neumayr 1912) pisze już o undulacjach trzonu krystalicznego. Wyróżnia on cztery transwersalne elewacje (Salatyńskiego, Czerwonych Wierchów, Koszystej i Hawrania), przedzielone depresjami (Bobrowca, Goryczkowej i Szerokiej Ja-

vorzyńskiej). Sposób powstania tych elementów oraz ich wiek precyzuje okładniej w swej zasadniczej pracy poświęconej tektonice serii wierchowej (1911a). Początkowo „wielki fałd Czerwonych Wierchów" był, jego daniem poziomy i ciągnął się wzdłuż całego brzegu Tatr.

„Później, dzięki ruchom, które pomarszczyły centralny trzon transwersalnie a szereg elewacji i depresji, został on wygięty wężowato i na skutek procesów gra-acyjnych (peneplenizujących) mniej lub więcej ścięty".

W zdaniu tym precyzuje M. Limanowski nieco odmiennie wiek unduacji transwersalnych — na okres po utworzeniu się fałdów wierchowych, przed nasunięciem reglowym oraz uważa, że nasunięcie to było porzedzone gradacją sfałdowanych uprzednio mas wierchowych. Jest to atem pierwsze, prekursorskie sformułowanie wysuniętej znacznie późiej teorii Reliefüberschiebung. Fałd wierchowy, jego zdaniem, najlepiej chronił się przed erozją w obniżeniach transwersalnych (Szerokiej Javorzyńskiej i Goryczkowej), na podniesieniach zaś (elewacja Koszystej Czerwonych Wierchów[1] — w masywie Kominów Tylkowych) został iemal zupełnie zmyty. Przeważnie brak jest grzbietowego skrzydła fałdu, o spowodowane jest częściowo gradacją (depresja Goryczkowej), a częciowo wytłoczeniem przez serie reglowe (Gładkie Upłaziańskie). Poniejaż jednak M. Limanowski przyjmował, że główna faza ześlizgów mas vierchowych odbyła się już pod przykryciem reglowym, należy chyba znać, że w jego wyobrażeniu erozja sfałdowanych mas wierchowych dbyła się jeszcze w początkowej fazie ich fałdowania. Prowadzi to zatem o zgodności z podstawową tezą B. Świderskiego i F. Rabowskiego o autoomicznym fałdowaniu serii wierchowej. Należy również zaznaczyć, że am M. Limanowski ustalał początkowo (1910a) wiek undulacji transweralnych na okres po nasunięciu płaszczowin reglowych, a przed transresją eocenu. Jak się jednak okazuje z innego przytoczonego wyżej dania wynika, że skłonił się on później do poglądu, iż masy reglowe dzierały już uprzednio sfałdowane, zundulowane i zdenudowane serie vierchowe (1911a). Ten właśnie pogląd M. Limanowskiego zyskał później owszechniejsze uznanie (Sokołowski 1959a, Andrusov 1959).

B. Świderski (1922) nie zajmował się specjalnie undulacjami transersalnymi, lecz stwierdza, że zarówno one jak i fałdy autochtoniczne ndulacje longitudynalne) istniały już w chwili nasuwania się mas relowych wraz z wielkim fałdem Czerwonych Wierchów. Fałd ten został miażdżony, miejscami nawet zupełnie (na elewacjach transwersalnych); ykazuje natomiast znaczny rozwój w depresjach (szczególnie w depresji oryczkowej — Jawora).

---

[1] Zamiast terminu „elewacja Czerwonych Wierchów" M. Limanowski używa wnież w tej pracy określenia „elewacja Krzesanicy".

F. Rabowski przejął, a nawet rozwinął koncepcje M. Limanowskieg o dużej roli undulacji transwersalnych w budowie gmachu tatrzańskieg Jego zdaniem (1925b, 1931a, c, 1959) masy fałdu Czerwonych Wierchó wraz z tatrzańską serią spągową sfałdowały się i zundulowały poprzecz nie niezależnie od fałdu Giewontu, poprzedzając jego powstanie (ma o tu na myśli stosunki obserwowane na wschodnim zboczu Kopy Kondrac kiej). Przyjmuje on zatem, że undulacje poprzeczne odbyły się częściow po powstaniu fałdu Czerwonych Wierchów, a przed nasunięciem się fałd Giewontu. Z drugiej jednak strony (1925a) uważał on, że wygięty n zewnątrz w intersekcji łuk fałdu Giewontu wskazuje, że w depresji Go ryczkowej fałd ten najłatwiej się zsuwał, co szło w parze z większą sił destrukcyjną niszczącą fałd niższy. Pomimo tego płaszczowiny reglow oszczędziły fałd Giewontu właśnie w tej rozszerzającej się ku północ depresji, w której się nagromadziły, stłoczyły i zdygitowały (Rabow ski & Goetel 1924). F. Rabowski szeroko rozwija i uzasadnia prawo kom pensacji tektonicznej, zgodnie z którym zanik jednego elementu tekto nicznego jest kompensowany nabrzmieniem innego, nie tłumaczy jednak dlaczego poszczególne fałdy rozwinęły się właśnie tam, a nie gdzie indzie

Po udowodnieniu przez niego, że istnieją dwa fałdy wierchowe, stał się jasne, że elewacja Czerwonych Wierchów w rozumieniu M. Limanow skiego nie istnieje, a Czerwone Wierchy leżą w wielkiej depresji Gorycz kowej, której zasięg rozszerzył się wobec tego daleko ku zachodowi, a do elewacji Salatyńskiego (ujęcie Rabowskiego & Goetla 1924 i Goetla & Sokołowskiego 1930).

F. Rabowski w żadnej swej pracy nie wypowiedział się wyraźnie, cz znajduje dowody potwierdzające tezę M. Limanowskiego o erozji ma wierchowych przed ich pokryciem przez płaszczowiny reglowe. Dowoder takim mogło być znalezienie osadów klastycznych pochodzących z denu dacji mas wierchowych przed nasunięciem reglowym. Za takie właśni osady uważał F. Rabowski pierwotnie (in Kotański 1958a) brekcje martwi cowe z Doliny Miętusiej, złożone wyłącznie z elementów wierchowych Później jednak, gdy okazało się, że leżą one na triasie reglowym pod fałdowanym tutaj pod górną dygitację fałdu Giewontu, uznał on te brek cje za martwicowe osady interstadialne (1930b), rezygnując z przypisy wania im przedszariażowego wieku. Z przyjmowania gradacji mas wier chowych przed nasunięciem reglowym zrezygnował zresztą wkrótce i sam M. Limanowski (uwaga w dyskusji nad referatem Rabowskiego i Goetla 1924), uznając że istniejące luki w elementach fałdowych mogą być tłu maczone tylko wytłoczeniem mechanicznym.

Ponowny nawrót do poglądów o istnieniu erozji poprzedzającej na sunięcie reglowe w Tatrach nastąpił po wystąpieniu O. Ampferera z teo rią Reliefüberschiebung w odniesieniu do Karawanek i Dolomitów (1924

Teorię tę zastosował do Karpat Centralnych i do Tatr E. Spengler (1937), po zapoznaniu się z Karpatami Zachodnimi podczas Zjazdu Asocjacji Karpackiej w 1931 r. w Czechosłowacji. Jego zdaniem teoria Ampferera ma zastosowanie w wielu masywach Karpat Centralnych i może być rozważana wszędzie tam, gdzie masy wierchowe są bardzo cienkie i ograniczone do spągowych ogniw mezozoiku, np. wyłącznie do dolnego triasu. Brak młodszych ogniw stratygraficznych może być wtedy tłumaczony wytłoczeniami tektonicznymi lub erozją poprzedzającą nasunięcie reglowe. Tak np. — jego zdaniem — o przedszariażowej erozji można mówić obserwując profil Szerokiej Jaworzyńskiej zobrazowany na znanej fotografii Uhliga z naniesioną geologią (1897, Taf. VII). Wygląda na to, że wapienie wierchowe zostały tam częściowo zgradowane przed nasunięciem czapki granitowej. Jego zdaniem Karpaty Centralne były narażone na erozję podczas bardzo długiego okresu czasu w kredzie górnej przed nasunięciem płaszczowin reglowych, które wiąże z fazą laramijską. W tym czasie erozja usunęła np. pokrywę wierchową z obszaru dzisiejszego Liptowa oraz z obszaru, na którym graniczyła facja płaszczowiny reglowej dolnej z facją choczańską (op. cit.,), co przyczyniło się między innymi do takiego a nie innego rozgraniczenia tektonicznego płaszczowin reglowych.

Hipotezy Spenglera nie wyklucza S. Sokołowski dla wytłumaczenia redukcji serii wierchowej pod reglowymi płaszczowinami Tatr Bielskich (1948). Wyobraża on sobie również, podobnie jak Spengler, że płaszczowiny reglowe sunęły ku północy na powierzchni subaeralnej, pchając przed sobą fałdy wierchowe (Sokołowski 1958, tablica pt. „Powstanie budowy płaszczowinowej Tatr"). Również i M. Książkiewicz (in Książkiewicz & Samsonowicz 1952) przypomina, że nie pozbawione aktualności jest nadal przypuszczenie, że nasunięcie płaszczowiny reglowej na serię wierchową odbyło się na lądzie po uprzednim dość silnym zdenudowaniu pokrywy wierchowej.

A. Michalik (1953) potwierdza dawne obserwacje, że fałdy wierchowe rozwijają się w depresjach trzonu krystalicznego. Na elewacjach ulegają one natomiast wytłoczeniu i zepchnięciu przez przesuwające się nad nimi płaszczowiny reglowe. Z ujęcia tego zdaje się wynikać, że uważa on, iż undulacje transwersalne powstały przed szariażem reglowym, a impulsem fałdowania się serii wierchowej były naciski ze strony mas reglowych. Takie ujęcie nie da się jednak pogodzić z wyrażonym przez niego uprzednio (1952) poglądem, że undulacje transwersalne są wieku hercyńskiego i powstały jeszcze podczas krzepnięcia trzonu granitowego Tatr (zob. niżej).

S. Sokołowski w swych ostatnich syntezach tektonicznych (1959a, 1961) wyróżnia następujące sfałdowania poprzeczne trzonu krystalicznego — elewacje Salatyńskiego, depresja Goryczkowej, elewacja Koszy-

stej, depresja Szerokiej Jaworzyńskiej i elewacja Jagnięcego. W stosunku do wyróżnień M. Limanowskiego skorygowanych następnie przez F. Rabowskiego zwraca tu uwagę zastąpienie nazwy „elewacja Hawrania" przez termin „elewacja Jagnięcego". Leżące fałdy wierchowe zachowały się, zdaniem S. Sokołowskiego, niemal wyłącznie w depresjach. Na elewacjach podnosiły się ponad dzisiejszą powierzchnię terenu, gdzie uległy zniszczeniu przez erozję, częściowo zaś były zredukowane pod naciskiem nasuwających się płaszczowin reglowych (1959a). Przyjmuje on zatem pogląd M. Limanowskiego i F. Rabowskiego, że fałdy wierchowe tworzyły początkowo jednolitą powłokę wzdłuż północnego brzegu Tatr, później gmach tatrzański został zundulowany, a elewacje uległy częściowej erozji. Wiek elewacji i depresji był w jego ujęciu w takim razie również przedszariażowy (zob. także Goetel & Sokołowski 1930).

Zagadnienie wieku undulacji transwersalnych w ujęciu S. Sokołowskiego nie jest zresztą całkiem jednolite, bowiem w swej pracy o Bielskich Tatrach (1948) pisze on o kulminacji wypiętrzenia (elewacji), które ma oś Jagnięcy — Hawrań, czemu Bielskie Tatry mają zawdzięczać m.in. swą niespotykaną w pasmie reglowym wysokość. W tym ujęciu skłania się zatem S. Sokołowski do pierwotnego ujęcia M. Limanowskiego (1910a) o poszariażowym a przedeoceńskim wieku poprzecznych depresji i elewacji.

Z drugiej znów strony S. Sokołowski (1960a) zdaje się przychylać do ujęcia wieku depresji Goryczkowej przez Rabowskiego (1931c), cytując jego wypowiedź, że ku tej depresji (powstałej w wyniku undulowania podłoża wraz z nasuniętym fałdem Czerwonych Wierchów) zsuwał się łatwiej fałd Giewontu.

D. Andrusov (1959a) widzi trzy różne możliwości tłumaczenia obecności sfałdowanych mas wierchowych w depresjach na północnej stronie Tatr oraz faktu, że płaszczowina reglowa dolna leży na fałdzie Giewontu, na fałdzie Czerwonych Wierchów, bądź też bezpośrednio na tatrzańskiej serii spągowej (na serii Tomanowej).

1. Przed nasunięciem płaszczowin reglowych nastąpiła erozja pasma wierchowego, w którym przedtem powstały fałdy wzdłuż całego masywu, a potem powstał jakiś relief, po którym zsunęły się płaszczowiny reglowe.

Jest to możliwość wysuwana już przez M. Limanowskiego (1911a), a następnie powtórzona w nieco odmiennej i bardziej rozwiniętej formie (szczególnie w zastosowaniu do Niższych Tatr) przez Spenglera (1937). D. Andrusov nie wyklucza możliwości, że przy lub po osadzeniu się albu-cenomanu doszło miejscami do erozji. Ponieważ nasunięcie reglowe odbywało się — jego zdaniem — na lądzie, mogło być miejscami poprzedzone przez erozję. Jednak obecną płaszczyznę zetknięcia się serii wier-

chowej z reglową trzeba uważać za powierzchnię już pierwotnie nierówną. a następnie silnie zdeformowaną przez ruchy poeoceńskie.

2. Usunięcie wierchowych fałdów na przestrzeni między poprzecznymi depresjami było spowodowane przez nasuwające się płaszczowiny reglowe. Ten właśnie pogląd uważa Andrusov za najbardziej prawdopodobny, podtrzymując zatem w tym względzie stanowisko Świderskiego i Rabowskiego. uznawane również przez Sokołowskiego. Przy przyjęciu tej możliwości wiek undulacji transwersalnych musiałby być określony jako młodszy od powstania fałdów wierchowych. lecz starszy od nasunięcia reglowego.

3. Wierchowe fałdy leżące powstały oddzielnie w odrębnych poprzecznych depresjach. które wypełniły. a nasuwające się płaszczowiny reglowe dlatego leżą na elewacjach wprost na tatrzańskiej serii spągowej, że fałdów wierchowych w ogóle tam nie było. D. Andrusov uważa jednak tę ostatnią możliwość za mało prawdopodobną i w całości przychyla się do drugiej możliwości.

W ostatnim sformułowaniu Andrusova zawarte są dwie bardzo ważne myśli, których rozwinięcie pozwala na zrozumienie wielu zasadniczych niejasności w budowie masywu wierchowego.

Jest rzeczą jasną, że przy przyjęciu, iż fałdy wierchowe w różnych miejscach powstały niezależnie od siebie i wypełniły poprzeczne depresje podłoża, należy uznać. że depresje te musiały istnieć już uprzednio. Andrusov jednak niezbyt konsekwentnie uważa (trzymając się w tym względzie poglądów Rabowskiego), że powstały one podczas samoistnego tworzenia się fałdów wierchowych, lub nawet nieco później. Jak postaram się udowodnić dalej, istnieje jednak wiele faktów, które można powiązać w logiczną całość dopiero wtedy. gdy się przyjmie, że transwersalne i longitudynalne depresje i elewacje gmachu tatrzańskiego powstały podczas lub po wynurzeniu się Tatr z morza górnokredowego, jednak przed powstaniem fałdów wierchowych i nasunięciem reglowym. Należy przy tym zaznaczyć, że taki właśnie wiek tych struktur przyjmował Świderski (1922), przede wszystkim w odniesieniu do struktur longitudynalnych.

Następna myśl, która bezpośrednio wynika z trzeciego założenia D. Andrusova, sprowadza się do tego, że nie można i nie należy zbyt schematycznie paralelizować ze sobą fałdów wierchowych w różnych depresjach, oddzielonych od siebie elewacjami. Skłonność do takiego paralelizowania wykazywał F. Rabowski a później A. Michalik (1955), którzy porównywali ze sobą jednostki z różnych krańców Tatr, jedne zaliczając do fałdu Czerwonych Wierchów, a inne do fałdu Giewontu. Już jednak T. Limanowski (1910a) wolał wielki fałd wierchowy w depresji Szerokiej Jaworzyńskiej nazywać fałdem Szerokiej Jaworzyńskiej, nie zaś fałdem

Czerwonych Wierchów. Również i S. Sokołowski (1959a, 1960a) uważa zaliczenie przez F. Rabowskiego (1925a) odwróconych strzępów wierchowych Mnicha i Sokoła na zachodnim krańcu Tatr do fałdu wyższego od fałdu Giewontu lub przez A. Gorka (1950) do fałdu Giewontu za czysto konwencjonalne, podobnie jak i nazywanie dwóch fałdów wierchowych w masywie Szerokiej Jaworzyńskiej fałdem Czerwonych Wierchów i Giewontu. Już zresztą w swej pracy o Bielskich Tatrach (1948) pisze on o fałdzie Czerwonych Wierchów zwanym tu (między Doliną Białej Wody i Jaworową) fałdem Szerokiej Jaworzyńskiej.

Rozpatrywanie fałdów wierchowych w tym nowym ujęciu, jak to staram się wykazać poniżej, umożliwia bardziej elastyczne traktowanie tektoniki serii wierchowej i pozwala na uniknięcie wielu zbędnych i schematycznych uproszczeń.

Wspomniałem już, że pierwszy M. Limanowski (1912) użył terminu „ondulacje[2] trzonu krystalicznego", rozumiejąc jednak oczywiście pod tym określeniem nie undulacje przedpermskiego masywu krystalicznego lecz undulacje przedeoceńskiego gmachu Tatr. Termin ten przyjął się później powszechnie i pomimo jego nieścisłości nie byłoby w tym nic złego, gdyby nie to, że niektórzy autorowie zaczęli go rozumieć dosłownie. Tak np. A. Michalik (1952, 1955) zwraca uwagę, że układ brzeżnej strefy pegmatytowej, ciosu o powierzchniach przeobrażonych oraz izofen wytyczonych przez W. Nechaya (1929), określają kopułowaty charakter elewacji Koszystej. Wszystkie te struktury wskazują natomiast na obniżanie się trzonu krystalicznego pod depresją Goryczkowej i Szerokiej Jaworzyńskiej. Z tych słusznych obserwacji wysnuwa A. Michalik wniosek, że elewacja Koszystej jest elementem strukturalnym wytyczonym procesami magmowymi i pomagmowymi i zwalcza pogląd M. Limanowskiego o przedeoceńskim powstaniu undulacji transwersalnych stwierdzając, że w jego ujęciu powstanie elewacji i depresji transwersalnych należy cofnąć do momentu krzepnięcia krystalinikum. Motywacja tego poglądu ma być chyba zawarta w następującym zdaniu, które przytoczę dosłownie (Michalik 1952, str. 14):

„Jeżeli słuszne jest wiązanie powstania brzeżnej strefy pegmatytowej z procesami zachodzącymi w ostatniej fazie krzepnięcia krystaliniku a tworzenia ciosu o powierzchniach przeobrażonych — z działalnością hydrotermalną, pomagmową, to czas powstania tej elewacji łączyć się będzie z powstaniem krystaliniku Tatr Wysokich".

[2] Termin „ondulacja" pochodził ze źródłosłowu francuskiego; natomiast już F. Rabowski (1938) zaczął używać terminu „undulacja" pochodzącego z łaciny, który stosuję w tej pracy.

Do wysnucia takiego wniosku posłużyło założenie, że przebieg tych wszystkich struktur był już pierwotnie kopułowato wygięty — tak, jak się to obserwuje dzisiaj.

Pogląd A. Michalika o hercyńskim wieku undulacji transwersalnych wzbudził pewne refleksje u S. Sokołowskiego (1961), czemu dał on wyraz już w swym referacie na XXXII Zjeździe PTG w 1959 r.

Przedeoceński wiek undulacji transwersalnych wynika jasno z faktu, że trzon krystaliczny jest zundulowany łącznie z wierchową, czy też nawet z reglową pokrywą osadową. Wniosek ten sformułował już M. Limanowski i pozostaje on do dzisiaj jak najbardziej aktualny. Byłoby rzeczą dziwną, by te elewacje i depresje nie zaznaczyły się w budowie krystaliniku, toteż zauważa je M. Limanowski (zdanie cytowane przez Michalika 1952 na str. 14), a ich wykazaniu poświęca osobne studium F. Rabowski (1938). Zupełnie odrębnym natomiast zagadnieniem jest kwestia hercyńskich założeń tektonicznych w trzonie krystalicznym i ich wpływ na struktury alpejskie, m.in. na elewacje i depresje transwersalne i longitudynalne. Zagadnienie to rozpatrywał F. Rabowski (1938) stwierdzając, że w sfałdowaniu płaszcza mezozoicznego można się dopatrzeć wpływu dawnych undulacji hercyńskich o kierunku SE, odnowionych w cyklu alpejskim. Nie znaczy to jednak, że F. Rabowski nie podzielał poglądów M. Limanowskiego o przedeoceńskim wieku undulacji transwersalnych, jak mu to przypisuje A. Michalik (1955, str. 25).

Pogląd A. Michalika o hercyńskim wieku elewacji Koszystej powtórzył ostatnio również J. Głazek (1959), uważając jednak przy tym, że elewacja ta istniała podczas ruchów fałdowych. Można zatem przypuszczać, że miał on na myśli tylko hercyńskie założenia tej alpejskiej elewacji.

Zagadnienie tektoniki i paleomorfologii hercyńskiego trzonu krystalicznego będzie rozważone dalej przy omawianiu stosunku pokrywy osadowej do trzonu krystalicznego. Dla uniknięcia jednak podobnych nieporozumień można mówić ogólnie o poprzecznych depresjach i elewacjach przedeoceńskiego gmachu Tatr. W takiej definicji zawarte są wszystkie trzy możliwości wiekowe — po osadzeniu się kredy wierchowej a przed powstaniem fałdów wierchowych (ewentualność wysunięta przez Świderskiego i Andrusova, a przyjęta przez autora), w trakcie tworzenia się fałdów wierchowych lub po ich powstawaniu a przed szariażem reglowym (pogląd Rabowskiego, Goetla, częściowo Sokołowskiego i Andrusova), oraz po nasunięciu się płaszczowin reglowych a przed transgresją eoceńską pierwotne sformułowanie Limanowskiego, przyjęte również przez Halickiego). Natomiast określenie „undulacje trzonu krystalicznego" należy zarezerwować na hercyńskie, przedpermskie struktury tego trzonu.

O tym, że takie dokładniejsze sprecyzowanie wieku undulacji transwersalnych jest potrzebne, może świadczyć fakt, że np. A. Gorek (1958)

uważa, że powstały one przed osadzeniem się retyku i liasu, w starokimeryjskiej fazie fałdowania alpejskiego. Twierdzenie to, zupełnie nieuzasadnione, będzie bliżej rozważone w części paleogeograficznej.

Z drugiej znów strony od dawna istnieją poglądy o całkiem młodym, a w każdym razie poeoceńskim wieku tych elementów strukturalnych, lub też o ich starszych założeniach, wtedy właśnie odmładzanych. Tak np. B. Świderski (1923) podjął się wykazania, że sieć wód tatrzańskich zachowała do dziś cechy koncentrycznego spływu dokoła głównych ośrodków transwersalnych wypiętrzeń (dwa owale tatrzańskie). Myśl ta jest później podtrzymywana przez E. Romera (1929), a ostatnio przez B. Halickiego (1954), który uważa, że undulacje poprzeczne przedłużają się dalej na północ pod eocenem. Jego zdaniem młode ruchy tektoniczne dźwigają odcinki elewacyjne tych przedłużeń, co zaznacza się m.in. w tym, że wszystkie działy wód w rowie podtatrzańskim powstały na liniach elewacyjnych.

Undulacje longitudynalne

Znacznie mniej niż undulacjami transwersalnymi zajmowano się dotychczas undulacjami longitudynalnymi. Istnienie wielkiej elewacji longitudynalnej Tatr przyjmowali w zasadzie wszyscy autorowie zajmujący się następstwem ruchów i ich mechanizmem. Jest to ów guz tatrzański, którego obecność w bardzo wczesnej fazie ruchów jest nieodzownie potrzebna dla zrozumienia faktu nagromadzenia się fałdów wierchowych po północnej stronie Tatr i powstania dygitacji płaszczowiny reglowej dolnej.

Zasadnicze, aktualne do dziś stwierdzenia sformułował B. Świderski (1922). Według niego pierwsze paroksyzmy ruchów mezozoicznych sfałdowały pokrywę osadową w szereg obszernych i regularnych antyklin autochtonicznych, z których trzy wyróżnił B. Świderski w Dolinie Kościeliskiej (od północy: antyklina Ornaku, synklina Doliny Smreczyńskiej i antyklina, z której zrodził się później „wielki fałd Czerwonych Wierchów"). Inne fałdy autochtoniczne powstały, według niego, w Dolinie Zuberskiej (wyniki badań Kreutza, 1913) i zanurzają się, jego zdaniem, ku wschodowi w depresji (Bobrowca) w rejonie Doliny Chochołowskiej pod płaszczowinę reglową.

W zasadniczej elewacji Tatr wyróżnia F. Rabowski (1925a), opierając się zresztą na wynikach badań B. Świderskiego (1922), cztery antykliny podłoża (*a*, *b*, *c*, i *d*), z których obecność dwóch północnych antyklin można wykazać jedynie w Dolinie Kościeliskiej, gdyż dalej ku wschodowi kryją się one pod fałdami wierchowymi.

O istnieniu longitudynalnej elewacji na linii Myślenickie Turnie — Wielka Turnia wnioskował (zresztą na podstawie mylnych paralelizacji tektonicznych) już M. Limanowski (1911a), a następnie F. Rabowski (1931a) — ten ostatni z faktu stłoczenia się i wtórnego zdygitowania mas fałdu Czerwonych Wierchów w profilu Małołączniaka. Według M. Limanowskiego jest to najdalej ku północy wysunięta elewacja longitudynalna gmachu wierchowego, gdyż dalej na północ istnieje wielka fleksura brzeżna, po której zsunęły się grawitacyjnie fałdy wierchowe i płaszczowiny reglowe. Obecność wielkiej fleksury brzeżnej uznawał również i F. Rabowski (1931a), gdyż zwraca on uwagę, że tuż na północ od dzisiejszych wychodni fałdów wierchowych masy reglowe zanurzają się gwałtownie w głąb. Świadczy to, jego zdaniem, również o tym, że fałdy wierchowe nie sięgają już dalej na północ, a np. niewidoczny na powierzchni skręt czołowy fałdu Czerwonych Wierchów w Dolinie Kościeliskiej znajduje się niedaleko na północ od Bramy Kraszewskiego. Fleksura brzeżna odgrywa w rozważaniach nad odfałdowaniem struktur wierchowych ważną rolę, bowiem została ona przyjęta za linię odniesienia (zob. Cz. II).

Guz tatrzański jest tylko jedną z równoległych elewacji longitudynalnych, które powstały w Karpatach Centralnych po ustąpieniu morza kredowego. Na południe od niej leżała zaczątkowa depresja longitudynalna Liptowa i Spisza, a jeszcze dalej na południe — elewacja Niżnych Tatr, której istnienie już wówczas przyjmuje zdecydowanie w swych rozważaniach E. Spengler (1937). Na północnym zboczu tej elewacji jeszcze przed szariażem reglowym nagromadziły się, jego zdaniem, fałdy wierchowe (hochtatrische). Na przedpolu Tatr istniała już wówczas, zdaniem B. Halickiego (1954), longitudynalna depresja rowu podtatrzańskiego, dzieląca elewację Tatr od elewacji wgłębnego wału podhalańskiego, którego istnienie zakłada J. Gołąb (1954).

Wyróżnianie przedszariażowych longitudynalnych depresji i elewacji w Karpatach Centralnych jest rzeczą bardzo trudną, bowiem można je łatwo pomylić z takimiż elewacjami poeoceńskimi. W odróżnieniu tych obu struktur można się jednak oprzeć na pewnych, choć bardzo skąpych założeniach tektonicznych i rozważaniach paleogeograficznych. Struktury te były zresztą później stale odmładzane i do właściwego ich uwypuklenia doszło dopiero po eocenie.

Zgodnie z przytoczonymi powyżej poglądami dotychczasowych badaczy można przypuszczać, że wielkie struktury longitudynalne były wcześniejsze od późniejszych undulacji transwersalnych. Pogląd taki wysunął również ostatnio B. Halicki, opierając się jednak na innych przesłankach (1954).

Zagadnienie wieku i genezy obu generalnych struktur gmachu

tatrzańskiego stanie w pełniejszym świetle po przeanalizowaniu stosunku undulacji transwersalnych do struktur longitudynalnych i wpływu ich obydwu na powstanie fałdów wierchowych. Zagadnienie to musi być jednak rozpatrywane na szerokim tle wydarzeń rozgrywających się wówczas w całych Karpatach Centralnych.

WIEK RUCHÓW FAŁDOWYCH I PŁASZCZOWINOWYCH W KARPATACH CENTRALNYCH

SUBHERCYŃSKIE RUCHY TEKTOGENICZNE

Określenie wieku ruchów fałdowych i płaszczowinowych w Karpatach Centralnych zależne jest od precyzyjnego ustalenia wieku najmłodszych warstw objętych tymi ruchami, oraz najstarszych osadów transgredujących na sfałdowany gmach Karpat Centralnych.

Dokładne określenie wieku tych ruchów w Karpatach Centralnych jest na ogół bardzo utrudnione z powodu braku lub bardzo ograniczonego występowania warstw młodszych od albu w seriach reglowych i wierchowych. Również i stanowiska osadów pochodzących z transgresji górnokredowej są bardzo rzadkie. Z tych właśnie powodów i opierając się przede wszystkim na faktach stwierdzonych w Tatrach, gdzie wiek najmłodszych ogniw kredy wierchowej został określony przez E. Passendorfera (1930) na najwyższy alb, geologowie tatrzańscy mówią na ogół o ruchach poalbskich a przedśrodkowoeoceńskich (Passendorfer 1951, 1961, Sokołowski 1959 a, b, 1960, 1961). Trudności w określeniu wieku tych ruchów podkreślali również A. Matějka i D. Andrusov (1931), wprowadzając nawet kompromisową fazę subtatrzańską o bardzo szerokim zasięgu czasowym — od górnego albu, aż do środkowego eocenu. Jednak autorowie ci piszą wyraźnie (op. cit.), że główna faza powstawania płaszczowin odbyła się przed senonem, a więc w fazie subhercyńskiej. Szczególnie wyraźnie zaznacza się to w zachodniej Słowacji, gdzie utwory senońskie leżą niezgodnie na seriach płaszczowinowych. Odmienna sytuacja natomiast istniała — ich zdaniem — w centralnej Słowacji, gdzie płaszczowiny reglowe zawierały również i ogniwa górnosenońskie. Świadczyłoby to zatem o posenońskim, laramijskim wieku ruchów płaszczowinowych w tej części Karpat Centralnych. Innym dowodem laramijskiego wieku tych ruchów miała być obecność elementów wierchowych w zlepieńcach senońskich Pienińskiego Pasa Skałkowego, a zupełny brak składników reglowych.

Ze względu na trudności dokładnego sprecyzowania ruchów płaszczowinowych w Tatrach, dużą rolę w formowaniu się poglądów na tę kwestię

odegrało ujmowanie poglądów na wiek ruchów płaszczowinowych w Pienińskim Pasie Skałkowym. Ponieważ jeszcze do niedawna wyróżniano tam osobną pienińską fazę tych ruchów po apcie a przed albem (Andrusov 1931, Matějka & Andrusov 1931), to geologowie tatrzańscy przyjmowali na ogół, że ruchy płaszczowinowe w Tatrach odbyły się zaraz po albie (środkowokredowe ruchy poalbskie). Po udowodnieniu przez K. Birkenmajera (1953 a, b, 1954 b) i S. Sokołowskiego (1954), że faza pienińska w ogóle nie istnieje, dokładne określenie ruchów płaszczowinowych zależało już teraz tylko od ustalenie wieku najwyższych ogniw serii skałkowych. Początkowo uważano, że najmłodszym sfałdowanym ogniwem serii skałkowych jest cenoman, w związku z czym K. Birkenmajer (1953a) wysunął pogląd, że ruchy płaszczowinowe w Pieninach i w Tatrach odbyły się w tym samym czasie, a mianowicie bezpośrednio po cenomanie. Wkrótce jednak wiek najmłodszych osadów serii skałkowych został ustalony przez M. Książkiewicza (1958a), na górny turon lub nawet dolny koniak. Od dawna jest wiadomo, że na sfałdowanych i zdenudowanych seriach skałkowych leżą niezgodnie zlepieńce upohlawskie złożone z otoczaków tzw. serii egzotykowej (Andrusov 1938) i zawierające soczewki z fauną środkowego senonu (santon-kampan — Andrusov 1959). Powstanie płaszczowin w Pienińskim Pasie Skałkowym odbyło się zatem w fazie subhercyńskiej (Matějka & Andrusov 1931, Birkenmajer 1953b, 1958b, Andrusov 1958), w odcinku czasowym obejmującym górny koniak (emszer) — dolny santon. Ta faza ruchów płaszczowinowych ograniczała się, zdaniem K. Birkenmajera (1958b, 1959d, 1960), tylko do pasa skałkowego, a fałdy wierchowe i płaszczowiny reglowe Karpat Centralnych (a między innymi i w Tatrach) powstały, jego zdaniem dopiero w fazie laramijskiej. Ten jego wniosek oparty był jednak na nieaktualnych już poglądach A. Matějki i D. Andrusova (1931) o laramijskim wieku płaszczowin w centralnej Słowacji i posenońskim nasuwaniu się wierchowej serii manińskiej i płaszczowin reglowych na pas skałkowy w dolinie Wagu.

W ostatnich latach w Słowacji poczyniono nowe odkrycia, które pozwoliły na znacznie dokładniejsze sprecyzowanie wieku ruchów fałdowych i płaszczowinowych w Karpatach Centralnych.

Mezozoiczna sedymentacja geosynklinalna w strefie reglowej Karpat Centralnych zakończyła się, zdaniem D. Andrusova (1959), w cenomanie. Cenoman reglowy, który znany był już dawniej (Matějka & Andrusov 1931) z bardziej wewnętrznych części Karpat Słowackich, został ostatnio odkryty w płaszczowinie kriżniańskiej pasma tatrzańskiego (Kantorova & Andrusov 1958). Z faktu tego autorowie ci wnioskują, że szariaż płaszczowin reglowych zaczął się po cenomanie, a być może nawet i po turonie, tak jak to miało miejsce w pasmie skałkowym. Najmłodsze warstwy wierchowe w serii manińskiej należą do cenomanu, a nawet do dol-

nego turonu (Andrusov 1938, 1953, 1959, Kantorova & Andrusov 1958). Najmłodsze ogniwa kredy wierchowej w Tatrach należą, według E. Passendorfera, do najwyższego albu (1930), lub do wrakonu (in Regionalna Geologia Polski 1951, 1959a). Według R. Kušika (1959) najwyższe warstwy kredowe w masywie Osobitej należą do albu-cenomanu i zawierają *Rotalipora appenninica* i *Praeglobotruncana delrioensis.* Ogniwo to znajduje się być może również w stropie albu pasma Pisanej (Kotański 1959e). Wyższe ogniwa cenomanu a nawet turonu mogły się tu również osadzić, lecz zostały następnie usunięte przez erozję lub wytłoczone. Po tych ostatnich odkryciach słowackich nie ma już podstaw do przyjmowania (por. np. Dżułyński, Książkiewicz & Kuenen 1959, fig. 4), że w cenomanie i turonie na obszarze Karpat Centralnych istniała obszerna wyspa słowacka.

Transgresja dolnego senonu na jednej z wyższych płaszczowin reglowych w Małych Karpatach (Pogórze Nędzowskie) było znane już od dawna (Andrusov 1930), w wyniku czego subhercyński wiek powstania płaszczowin reglowych w zachodniej Słowacji nie budził wątpliwości. Ostatnio J. Bystrický (1958) znalazł wapienie rudystowe również i w Centralnej Słowacji — w górnej części doliny Hronu. Leżą one tutaj na różnych ogniwach triasu i liasu płyty Murania (płaszczowina choczańska), nasuniętej na przeobrażoną serię wierchową Kralovej Holi. Jest więc jasne, że i tutaj wielkie ruchy płaszczowinowe odbyły się w fazie subhercyńskiej (Andrusov & Bystrický 1959). Autorowie ci stwierdzają również, że seria manińska w dolinie Wagu nasunęła się na serie skałkowe również w tej fazie ruchów, podobnie jak i płaszczowina choczańska, zaprzeczając zdecydowanie tezie K. Birkenmajera (1958b) twierdzącego, że ruchy fałdowe i płaszczowinowe w Karpatach Centralnych odbyły się nie w fazie subhercyńskiej, jak to ma miejsce w pasie skałkowym, lecz dopiero w fazie laramijskiej, kiedy to — jego zdaniem — serie wierchowe i reglowe nasunęły się na Pieniński Pas Skałkowy. Tym samym wycofuje się D. Andrusov ze swego pierwotnego poglądu o laramijskim wieku tych nasunięć (Matějka & Andrusov 1931, Andrusov 1938), na który K. Birkenmajer powołuje się nawet w swym najnowszym syntetycznym opracowaniu (1960).

Obecnie zatem nic już nie stoi na przeszkodzie by przyjąć, iż ruchy fałdowe i płaszczowinowe odbyły się w całych Karpatach Centralnych mniej lub więcej synchronicznie i miały miejsce w fazie subhercyńskiej. W obronie tezy o laramijskich ruchach płaszczowinowych można by jeszcze wprawdzie rozważyć problem, czy senon leżący na seriach szariowanych „transgredował na miejscu, czy został przyniesiony zdala" wraz z wędrującymi płaszczowinami — w ten sposób wrócilibyśmy, choć w nieco zmienionej formie, do słynnego problemu, który tak pasjonował

twórców teorii płaszczowinowej w Karpatach — M. Lugeona (1903) i M. Limanowskiego (1910a). Wydaje się jednak, że ewentualność taka jest w tym przypadku jeszcze mniej prawdopodobna niż w ujęciu Lugeona. Można przy tym przypuszczać, że morze senońskie wkroczyło już na obszar o pewnej morfologii i depresyjnych założeniach tektonicznych, czego dowodem może być znalezienie osadów senońskich w tektonicznie predysponowanej dolinie Hronu. Byłby to zatem pewien strukturalny dowód na autochtoniczność senonu trangredującego na seriach płaszczowinowych.

Osobnego rozważenia wymaga jeszcze zagadnienie, czy cały obszar Karpat Centralnych wraz z Pienińskim Pasem Skałkowym został wydźwignięty jednocześnie, to znaczy po turonie, oraz kwestia, czy ruchy fałdowe i płaszczowinowe na całym tym obszarze odbyły się w tym samym czasie. Kwestia ta — przy braku bezpośrednich dowodów — może być rozwiązywana w różny sposób, zależnie od przyjęcia tej lub innej teorii górotwórczej, a wraz z nią mechanizmu powstawania struktur fałdowych i płaszczowinowych.

POWSTANIE GMACHU TATRZAŃSKIEGO

SUBHERCYŃSKIE WYNIESIENIE GUZA TATRZAŃSKIEGO ORAZ POWSTANIE LONGITUDYNALNYCH I TRANSWERSALNYCH DEPRESJI I ELEWACJI AUTOCHTONICZNEGO GMACHU TATR

Depresje i elewacje longitudynalne

Subhercyńskie wynoszenie Karpat Centralnych miało charakter wypaczeń o dużych promieniach — większych niż późniejsze wypaczenia poeoceńskie (sawskie — Birkenmajer 1958b, 1959d, 1960, Andrusov 1959 a, b), które głównie przyczyniły się do powstawania masywów górskich w ich obecnym zasięgu.

Tak np. po odfałdowaniu fałdów wierchowych w Tatrach (zob. Część II) okazuje się, że fałd Giewontu wykraczał znacznie na południe poza obszar dzisiejszych Tatr, poza południową dyslokację podtatrzańską. Świadczy to o tym, że wraz z Tatrami została wyniesiona również i znaczna część Kotliny Liptowskiej, która zapadła się dopiero później — po eocenie (tabl. I).

Ujmując zatem subhercyński guz tatrzański w tym rozszerzonym zasięgu, można w nim wyróżnić szereg longitudynalnych depresji i elewacji. Najbardziej południową znaną nam elewacją była antyklina *d* F. Rabowskiego (1925a), z której zrodził się następnie fałd Giewontu. Elewację tę nazywam elewacją fałdu Giewontu (efG). Na północ od niej leżała

elewacja, z której zrodził się fałd Czerwonych Wierchów (jeden z fałdów autochtonicznych Świderskiego, antyklina *c* Rabowskiego = elewacja fałdu Czerwonych Wierchów — efCzW). Obie te elewacje przedzielone były depresją (tabl. I).

Na północ od elewacji fałdów wierchowych F. Rabowski (1925a) wyróżnił dwie następne antykliny podłoża — *b* i *a*, które rozpoznał zresztą pierwszy B. Świderski (1922). Południową antyklinę nazywam elewacją Smreczyńskiego, a północną (za Świderskim) elewacją Ornaku. Depresję dzielącą te dwie longitudynalne elewacje Świderski nazwał synkliną Doliny Smreczyńskiej, a Rabowski — synkliną Czerwonych Żlebków. By uniknąć dwuznaczności (elewacja Smreczyńskiego i depresja Doliny Smreczyńskiej), stosuję termin Rabowskiego. Dla dopełnienia tego obrazu, depresję transwersalną dzielącą elewację Smreczyńskiego od elewacji fałdu Czerwonych Wierchów nazywam depresją Wielkiej Kopy Koprowej, gdyż w tym właśnie masywie została ona odkryta przez Świderskiego (1922).

Z miejsca należy się zastrzec, że wyróżnione tu elementy longitudynalne mają ściśle lokalne znaczenie, nawet w odniesieniu do elewacji fałdów wierchowych. Odnoszą się one tylko do zachodniej części wielkiej depresji transwersalnej Goryczkowej — Jawora (zob. niżej). Już bowiem na wschodnim zboczu Ornaku depresja Czerwonych Żlebków (synklina Doliny Smreczyńskiej) podnosi się gwałtownie do góry ku zachodowi, a odwrotnie — elewacja Ornaku zanurza się ostro w kierunku Doliny Kościeliskiej. Na te poprzeczne deniwelacje pierwsi zwrócili uwagę S. Kreutz i B. Świderski (1922), który właściwie je zinterpretował. O obniżaniu się osi trzonu krystalicznego na wschodnim zboczu Ornaku ku Dolinie Kościeliskiej pisze również ostatnio A. Gaweł (in: Przewodnik XXXII Zjazdu PTG, 1959). Bezpośrednim przedłużeniem strefy synklinalnej Wielkiej Kopy Koprowej dalej ku wschodowi jest niewątpliwie synklina Gładkiej Przełęczy (Rabowski 1938), natomiast kopułowate wypiętrzenie Walentkowej odpowiada elewacji Smreczyńskiego. Można zatem mówić o longitudynalnej depresji Wielkiej Kopy Koprowej — Gładkiej Przełęczy i longitudynalnej elewacji Smreczyńskiego — Walentkowej (tabl. I). Z prac A. Michalika (1952) zdaje się wynikać, że dalej ku wschodowi synklinalna strefa Gładkiej Przełęczy przedłuża się w strefach spękań Szpiglasowej Przełęczy. Możliwe natomiast, że kopułowate wypiętrzenie Walentkowej ma swe przedłużenie w Młynarzu, gdzie podobne struktury obserwował F. Rabowski (1938). Ostatnio A. Michalik (1955) opierając się na własnych obserwacjach z Doliny Kościeliskiej i na danych z literatury, dość dowolnie zresztą zestawionych, wyróżnił poniżej fałdu Czerwonych Wierchów jeszcze niższy zanurzający się fałd Tomanowej — Kominów Tylkowych. Nie uwzględnia on przy tym ani antyklin

autochtonicznych w znaczeniu Świderskiego, ani undulacji transwersalnych w znaczeniu Limanowskiego i wykazuje skłonność do łączenia ze sobą szczątkowych jednostek tektonicznych z różnych krańców Tatr, co oczywiście w efekcie musiało doprowadzić do mylnych wniosków. Ujęcie Michalika spotkało się z energiczną krytyką na XXXII Zjeździe PTG (Kotański 1959d, Andrusov 1959a, Sokołowski 1960b), a powrócę jeszcze do niego przy szczegółowych rozważaniach tektonicznych.

Najbardziej północna elewacja longitudynalna zaznacza się na linii Wielka Turnia — Myślenickie Turnie. Została ona tam wyróżniona, choć na podstawie mylnych przesłanek tektonicznych, jeszcze przez M. Limanowskiego (1911a) (Wielką Turnię i cały masyw Czerwonych Wierchów zaliczał on wtedy do autochtonu). Istnienie na północ od Wielkiej Turni longitudynalnej elewacji podłoża wynika z wybitnego stłoczenia zdygitowanych mas fałdu Czerwonych Wierchów w profilu Małołączniaka (Rabowski 1931a, 1932). Natomiast o obecności w niewielkiej głębokości elewacyjnie wyniesionego autochtonu w Myślenickich Turniach i w dolnej części Doliny Kondratowej można wnosić z pojawiania się tam spod jądra krystalicznego fałdu Giewontu skał osadowych fałdu Czerwonych Wierchów (Rabowski 1930c) lub nawet autochtonu (?) (Kotański 1959a). Przedłużeń tej elewacji dalej na boki trudno się doszukiwać. M. Limanowski (1911a) i B. Świderski (1922) wiązali ją mylnie z antykliną Ornaku. Przy dzisiejszym stanie odsłonięcia autochtonu wydaje się, że ta elewacja longitudynalna jest ograniczona wyłącznie do wielkiej depresji transwersalnej Goryczkowej — Jawora.

Elewacja Wielkiej Turni — Myślenickich Turni jest to ostatni ślad struktur podłoża zaznaczających się w budowie nagromadzonych na nich fałdach wierchowych. Dalej ku północy podłoże autochtoniczne zanurza się ostro w dół. M. Limanowski przyjmował tu istnienie wielkiej fleksury brzeżnej, wzdłuż której masy wierchowe i reglowe spływały ku północy. Fleksura ta istnieje mniej więcej na linii dzisiejszego kontaktu serii reglowej z wierchową, choć zresztą w różnych miejscach biegnie nieco na północ lub na południe od tej granicy (tabl. I). Jej obecność wynika głównie z faktu stromego zanurzania się mas reglowych (Rabowski 1931a), przede wszystkim w depresji Goryczkowej — Jawora, na elewacjach bowiem seria tubylcza zanurza się i tak stromo ku północy.

Do wyróżnienia longitudynalnych struktur na elewacjach transwersalnych nie mamy na razie pewnych podstaw, wobec zbyt słabej znajomości budowy trzonu krystalicznego. Jeśli natomiast przyjąć koncepcję Świderskiego i Rabowskiego o rodzeniu się fałdów na longitudynalnych elewacjach podłoża, to analogiczne struktury można wyróżnić np. po rozwinięciu sfałdowań Szerokiej Jaworzyńskiej (zob. Część II i tabl. I).

Należy jeszcze rozważyć zagadnienie mechanizmu powstawania struktur longitudynalnych. Opierając się na teorii prądów konwekcyjnych i związanych z nimi geotumorów można przyjąć (zob. niżej), że powstanie wielkich elementów — masywów Karpat Centralnych — zostało wywołane ruchami pionowymi. Nie sądzę zatem, by było potrzebne przyjmowanie, że drobniejsze elewacje i depresje powstały pod wpływem nacisków tangencjalnych. Już B. Świderski (1922) uważał, że wyróżnione przez niego struktury autochtonu tatrzańskiego powstały podczas „pierwszych paroksyzmów ruchów mezozoicznych", a w każdym razie przed powstaniem fałdu Czerwonych Wierchów i nasunięciem płaszczowin reglowych. Później F. Rabowski (1925a) sądził, że antykliny podłoża powstawały kolejno od północy ku południowi (?) pod wpływem parcia mas reglowych. Trzeba przyznać, że ten rodzaj tłumaczenia powstawania tych struktur zupełnie nie trafia do przekonania [3], i w tym względzie lepiej chyba pozostać przy zmodyfikowanym poglądzie B. Świderskiego, że longitudynalne struktury gmachu tatrzańskiego są przedszariażowe i powstały w pierwszej fazie subhercyńskich ruchów orogenicznych, podczas wynoszenia całego masywu. W tej samej zresztą fazie. lub tylko nieco później powstały również undulacje transwersalne.

Depresje i elewacje transwersalne

Zasadnicze undulacje transwersalne

Jak to już podkreśliłem, nieścisłe, a nieraz zupełnie mylące jest mówienie o undulacjach transwersalnych trzonu krystalicznego, gdyż nie oddaje to ani istoty ani wieku tych struktur. Dlatego też lepiej jest mówić ogólnie o przedszariażowych undulacjach transwersalnych wierchowego gmachu Tatr.

Pamiętając o tym, struktury te można jednak rozpatrywać w ogólnym ujęciu, biorąc pod uwagę przebieg i powyginanie północnej granicy trzonu krystalicznego, co pozwala na wyodrębnienie zasadniczych undulacji transwersalnych bez drugorzędnych różnic wywołanych istnieniem autochtonicznej wierchowej pokrywy osadowej.

W oparciu o tę zasadę posuwając się od zachodu ku wschodowi można wyróżnić następujące elewacje i depresje (tabl. I):

I. Elewacja Salatyńskiego. — Jest to dawne określenie M. Limanowskiego (1912), którego treść uległa następnie automatycznej zmianie

---

[3] Jest prawdopodobne, że jest to po prostu błąd w druku przeoczony przez Rabowskiego, który myślał zapewne o powstaniu ich kolejno od południa ku północy. Nie mając jednak pewności, czy moje przypuszczenia są słuszne, przy opracowaniu rękopiśmiennych materiałów Rabowskiego (1959) zostawiłem ujęcie znane jego prac publikowanych.

(Rabowski & Goetel 1924, Goetel & Sokołowski 1930). Według Limanowskiego elewacja ta od wschodu graniczyła z depresją Bobrowca. S. Sokołowski w ostatnim swym ujęciu (1959a, 1960 a, b) tej depresji nie wyróżnia, a bezpośrednio na wschód od elewacji Salatyńskiego znajduje się, według niego, depresja Goryczkowej. Obecne ogólne ujęcie pokrywa się więc zasadniczo z ujęciem Sokołowskiego.

Elewacja Salatyńskiego nie kończy się na zachodnim krańcu Tatr. Przebieg granicy z serią wierchową nie wskazuje bynajmniej na to, by dalej na zachód — w Pasmie Prosieczniańskim — w podłożu płaszczowin reglowych istniała depresja przedszariażowego gmachu Tatr (płaty wierchowe Mnicha — Sokoła są nasunięte). O charakterze tektonicznym zachodniej granicy masywu tatrzańskiego będzie mowa jeszcze niżej, na razie tylko trzeba stwierdzić, że maksimum elewacji Salatyńskiego znajdowało się na zachód od dzisiejszego trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich.

Ku wschodowi na linii Osobitej elewacja Salatyńskiego stopniowo się obniża, a następnie na linii Bobrowca przebiega zupełnie poziomo. Stopniowe, choć nieregularne obniżanie się elewacji zaznacza się na linii Kominów Tylkowych, a cała struktura elewacyjna kończy się ostro na wschodnim zboczu Ornaku, którego wschodnie zbocze jest wyraźnie tym predysponowane. Ostro ku wschodowi obniżają się też wyróżnione uprzednio struktury longitudynalne (depresja Czerwonych Żlebków i elewacja Ornaku), co zauważył już B. Świderski (1922), a potwierdza ostatnio również A. Gaweł (in Przewodnik XXXII Zjazdu PTG, 1959).

Elewacja Salatyńskiego jest największą z elewacji tatrzańskich. Jej długość w kierunku W—E wynosi bez mała 15 km, a jest ona jeszcze dłuższa, gdyż — jak zaznaczyłem — ku zachodowi nie kończy się ona skrętem depresyjnym, lecz się rozszerza i osiągała niegdyś swe maksimum elewacyjne dopiero poza zachodnim krańcem Tatr. O rozmiarach tej elewacji może dać pewne wyobrażenie fakt, że na wschód od Zuberca trzon krystaliczny wysuwa się tak daleko na północ, że znajduje się tam na szerokości Hrubego Regla i północnego krańca Bielskich Tatr, a więc prawie na linii północnego krańca Tatr (tabl. I i II). W stosunku do depresji Goryczkowej — Jawora oznacza to wysunięcie o prawie 5 km na północ. Amplituda wyniesienia w widocznych dzisiaj częściach elewacji może być oceniona na ponad 1000 m, jeśli się weźmie pod uwagę, że trzon krystaliczny w depresji Goryczkowej — Jawora znajduje się na wysokości około 1230 m, najwyższy zaś szczyt Tatr Zachodnich — Bystra ma 2250 m. Należy sądzić, że już niewiele wyżej znajdowała się niegdyś pokrywa osadowa, gdyż mamy tam już osłonę metamorficzną i brzeżną strefę trzonu granitowego (Gorek 1959). Powierzchnia ta łagodnie obni-

żała się ku północy, gdyż np. na grani Salatyńskiego zostały znalezione przez W. Kuźniara (fide Świderski 1922) szczątki skał osadowych.

II. Depresja Goryczkowej — Jawora. — Termin ten, użyty po raz pierwszy mimochodem przez B. Świderskiego (1922), jest tutaj stosowany w znaczeniu jakie przybrał później pierwotny termin Limanowskiego „depresja Goryczkowej". Określenie to, według Limanowskiego, odnosiło się wyłącznie do depresji, w której znajduje się czapka krystaliczna Goryczkowej. Gdy okazało się z badań Rabowskiego (1922), że masy wapienne Czerwonych Wierchów nie należą do autochtonu, termin „depresja Goryczkowej" zaczęto stosować w bardzo szerokim znaczeniu, dla całych polskich Tatr Zachodnich (Rabowski & Goetel 1924, Goetel & Sokołowski 1930, Sokołowski 1959a, jednak nie Michalik (1953), który stosował ten termin w znaczeniu Limanowskiego).

Używanie nazwy złożonej nie jest oczywiście wygodne, wynika tu jednak z dążności do zachowania w jakiś sposób nazwy „depresja Goryczkowej", która jest bardzo zakorzeniona w terminologii tektonicznej a jednocześnie z konieczności rozszerzenia zasięgu tej depresji w kierunku zachodnim, aż do krańca elewacji Salatyńskiego. Przy tych założeniach najlepiej jest chyba restytuować złożoną nazwę B. Świderskiego (1922).

Minima depresyjne zaznaczają się w Dolinie Kościeliskiej i Tomanowej Liptowskiej. W Dolinie Cichej depresja ta stopniowo się wznosi ku wschodowi aż do zboczy Kasprowego i Liliowego, gdzie podłoże krystaliczne i autochton wierchowy podnosi się gwałtownie ku górze, przechodząc w elewację Koszystej.

Depresja Goryczkowej — Jawora jest największą transwersalną depresją tatrzańską. Jej długość w kierunku W—E wynosi około 10 km a cofnięcie wychodni krystaliniku ku południowi dochodzi tu do 6 km w stosunku do maksimum elewacji Salatyńskiego i jest tylko około 1,5 km mniejsze niż w depresji Szerokiej Jaworzyńskiej. Ku północy depresja ta opada ostrą fleksurą do rowu podtatrzańskiego.

III. Elewacja Koszystej. — Termin ten jest stosowany w niezmienionej postaci nadanej mu przez M. Limanowskiego (1911a).

Od południowych zboczy Liliowego granica krystaliniku i pokrywy wierchowej biegnie prosto ku północy do Doliny Suchej Wody, znacząc w ten sposób ostry skręt elewacyjny. Od Dubrawisk elewacja podnosi się lekko na znacznej przestrzeni, osiągając swe maksimum na Wołoszynie. Na zboczach Doliny Białki zaznacza się ostry skręt depresyjny do głębokiej depresji Szerokiej Jaworzyńskiej. Skręt ten jest tak gwałtowny, że V. Uhlig (1900) uważał go za dyslokację (dyslokacja Białki). Za fleksurowe obniżenie osi ku depresji Szerokiej Jaworzyńskiej uznał go pierwszy M. Lugeon (1903). Za skręt depresyjny uważał go także F. Rabowski

(1938), biorąc pod uwagę m.in. przebieg izofem w trzonie granitowym podany przez W. Nechaya (1930). Również i A. Michalik (1955) zaprzecza istnieniu tu dyslokacji w obrębie trzonu granitowego, śledząc przebieg brzeżnej strefy pegmatytowej i układ ciosu, które wyraźnie się wginają pod depresją Szerokiej Jaworzyńskiej. Na pewne przesunięcia w trzonie krystalicznym zwraca jednak ostatnio uwagę S. Sokołowski (1960b).

Elewacja Koszystej stanowi wybitny element transwersalny, do dziś świetnie się zaznaczający w morfologii Tatr. W elewacji tej w stosunku do depresji Goryczkowej — Jawora krystalinik jest wysunięty ku północy ok. 4.5 km, a w stosunku do depresji Szerokiej Jaworzyńskiej — nawet o ok. 5.5 km. Długość elewacji w kierunku W—E wynosi ok. 7,5 km

IV. Depresja Szerokiej Jaworzyńskiej. — Jest to depresja wyróżniona przez M. Limanowskiego (1910a), a następnie przyjmowana przez wszystkich pozostałych badaczy (ostatnio Sokołowski 1959a i 1960b oraz Andrusov 1959a). Ma ona szczególny charakter, gdyż jest niezwykle głęboka i stosunkowo wąska. Cofnięcie wychodni krystaliniku w stosunku do elewacji Koszystej wynosi ok. 5 km, a w stosunku do depresji Goryczkowej — Jawora — ok. 1.5 km. Długość depresji w kierunku W-E można przyjąć na ok. 4 km, a głębokość ok. 1000 m.

Zachodni skręt depresyjny jest tak niezwykle ostry, że przypuszczano, że może mieć on charakter dyslokacyjny. Zagadnienie to omówiłem już przy rozpatrywaniu wschodniej granicy elewacji Koszystej. Należy jednak zaznaczyć, że istnienie dyslokacji poeoceńskiej również może być brane pod uwagę (zob. rozdział o tektonice poeoceńskiej). Skręt ten jest tak nagły, że po jednej stronie Doliny Białej Wody odsłaniają się granity, a po drugiej — alb autochtoniczny. Wschodni skręt depresyjny jest również bardzo ostry, co jest dobrze widoczne na zboczach Doliny Jaworowej, jednak jest nieco łagodniejszy niż zachodni (tabl. I).

V. Elewacja Jagnięcego. — Jest to nazwa, którą S. Sokołowski (1948) zastąpił dawny termin Limanowskiego „elewacja Hawrania". Nie podaje on motywów tej zmiany, można jednak się domyślać, że chodziło tu o wzięcie nazwy od szczytu w trzonie krystalicznym, nie zaś od szczytu reglowego. Posunięcie to wydaje się bardzo słuszne tym bardziej, że undulacje transwersalne powstały przed nasunięciem płaszczowin reglowych, które dostosowały się do istniejących już uprzednio elewacji i depresji, o ile te ostatnie nie zostały przedtem wypełnione przez fałdy wierchowe.

Na elewacji Jagnięcego trzon krystaliczny jest wysunięty na północ o ok. 3 km w porównaniu z depresją Szerokiej Jaworzyńskiej, lecz w stosunku do elewacji Koszystej jest cofnięty przeszło 2 km. Długość elewacji

w kierunku W-E wynosi ok. 6 km, a różnica wysokości w stosunku do sąsiednich depresji — ok. 1000 m.

Od stosunkowo ostrego skrętu depresyjnego do depresji Szerokiej Jaworzyńskiej, widocznego na zboczach Doliny Jaworowej, granica krystaliniku przebiega równoleżnikowo aż do maksimum elewacyjnego położonego na NW od Jagnięcego. Stąd kieruje się ona ku SE do następnej z kolei depresji.

Jak to widać doskonale z mapek (tabl. I i II), elewacja Jagnięcego nie leży bynajmniej na wschodnim krańcu gmachu tatrzańskiego, który — podobnie jak na zachodzie — nie kończy się depresją. Na tym wschodnim krańcu Tatr należy wyróżnić jeszcze jedną depresję i jedną elewację.

VI. Depresja Steżek. — Jest to stosunkowo płytka (nieco ponad 2 km), lecz dość rozległa (ok. 4 km) depresja, w której wychodnie krystaliniku przesuwają się dość daleko na południe, a środek jej wypełnia werfen autochtoniczny, z którego jest zbudowany szczyt Stežki (1531 m), dominujący od wschodu nad Doliną Kieżmarską. Depresja Stežek jest jednak prawie tak głęboka jak depresja Szerokiej Jaworzyńskiej, a wychodnie krystaliniku są w niej przesunięte niemal o 1 km dalej na południe niż w wielkiej depresji Goryczkowej — Jawora w Tatrach Zachodnich.

Depresję Stežek ogranicza od wschodu masyw krystaliczny Tatr Wysokich, a skały krystaliczne w samej depresji i dalej na wschód tracą już swą dominującą rolę.

VII. Elewacja Doliny Rakuskiej. — Na najbardziej wschodnim krańcu Tatr, w pobliżu wylotu Doliny Rakuskiej, wychodnie krystaliniku znów wysuwają się ku północy, tak że dochodzi tam niemal do ścięcia krystaliniku przez płaszczowinę reglową. Od południa cały masyw tatrzański jest ucięty wielką południową dysklokacją podtatrzańską, można jednak przypuszczać, że — podobnie jak na zachodnim krańcu Tatr — przedszariażowy masyw tatrzański nie zanurza się tutaj w głąb, lecz jest ścięty przez nasunięcie reglowe. Ponieważ w rejonie tym nie ma żadnego wybitniejszego nazwanego szczytu, elewacji tej jestem zmuszony nadać nazwę wziętą od doliny tatrzańskiej — „elewacja Doliny Rakuskiej".

Undulacje trzonu krystalicznego wraz z pokrywą autochtoniczną

Jak już zaznaczyłem uprzednio, śledzenie undulacji transwersalnych przedszariażowego gmachu tatrzańskiego w oparciu o przebieg północnej granicy trzonu krystalicznego oddaje w ogólnych zarysach istnienie ele-

wacji i depresji i ich przebieg, nie oddaje jednak faktycznego stanu rzeczy jaki istniał w chwili powstawania tych struktur, to jest faktu, że wraz z trzonem krystalicznym podlegała undulowaniu jego autochtoniczna pokrywa wierchowa. Dopiero te undulacje istniały realnie w morfologii i dopiero one zaważyły na późniejszych wydarzeniach (m.in. na erozji subaeralnej) i miały wpływ na formowanie się wyższych struktur tektonicznych (głównie fałdów wierchowych).

Jak wynika z prześledzenia tych jak najbardziej zatem realnych undulacji transwersalnych, uzyskany obraz budowy autochtonicznego gmachu Tatr różni się znacznie od przedstawionego uprzednio schematu, który nawiązywał zasadniczo do tradycyjnych wyróżnień, prawidłowych, ale tylko w ogólnych zarysach.

Czym mogły być spowodowane różnice między tymi dwoma obrazami? Oczywiście przede wszystkim wchodzi tu w grę zróżnicowanie miąższości osadów wierchowej serii autochtonicznej. Zróżnicowanie to jest bardzo znaczne, a ono z kolei zostało wywołane zróżnicowanymi ruchami pionowymi w czasie sedymentacji i przyczynami paleogeograficznymi. Chodzi tu również o redukcje sedymentacyjne, a przede wszystkim o zdarcie w różnych miejscach całych serii uprzednio osadzonych warstw w kolejnych okresach erozji, takich np. jak erozja przedanizyjska, górnotriasowa, przedretycka, przedliasowa i przeddoggerska, doggerska, przedtytońska, przedurgońska i przedalbska (zob. Część III). Jednak główne deniwelacje tego rodzaju powstały w wyniku ruchów starokimeryjskich. Subhercyńskie ruchy wynoszące były bardzo zróżnicowane, zarówno transwersalnie jak i longitudynalnie, przy czym wydaje się, że miały one charakter kompensacyjny, wyrównując efekty pogrążeń i wypiętrzeń powstałych w ciągu całego okresu litogenezy alpejskiego cyklu diastroficznego. Takie ujęcie wynika z obserwacji, że granica trzonu krystalicznego nie wykazuje wklęsłości w miejscach nagromadzenia się osadów o dużej miąższości, ani odwrotnie — wypukłości w miejscach pierwotnie silnie wypiętrzanych.

Inną jeszcze przyczyną, która mogła spowodować różnice miąższości autochtonicznej serii osadowej, była istniejąca być może erozja tej serii w warunkach subaeralnych przed nasunięciem się fałdów wierchowych (Reliefüberschiebung). Erozja taka musiałaby się przede wszystkim zaznaczyć brakiem najwyższych ogniw stratygraficznych, a więc w tym przypadku osadów albu-cenomanu.

Na elewacji Osobitej i Kominów Tylkowych (patrz niżej) i w depresji Goryczkowej — Jawora alb istnieje, nie może tu zatem być mowy o znaczniejszej przedfałdowej erozji. Pasmo albu w Tatrach Zachodnich przerwane jest tylko w depresji Borowca, gdzie kryje się jednak pod nasunięciem reglowym i niknie w pewnych miejscach pod wyższymi

jednostkami wierchowymi w masywie Czerwonych Wierchów. Jednak na elewacji Koszystej brak jest nie tylko albu, lecz również i innych ogniw stratygraficznych, a występuje tam dopiero anizyk. Redukcje te mogły być jednak spowodowane nie tylko erozją, lecz również i wytłoczeniami jakie zochodziły właśnie głównie na elewacjach przy szariażu mas reglowych. Na elewacji Koszystej doszło zresztą nie tylko do wytłoczeń, lecz również i do intensywnego rozdarcia sztywnych mas, czego wynikiem jest pojawienie się tu łuski krystalicznej (Michalik 1955) i leżącej na niej łuski odwróconych osadów środkowego triasu (Głazek 1959, Kotański 1959d). Na możliwość istnienia takich rozdarć i wytłoczeń o sztywnym charakterze na elewacjach wskazywał B. Halicki (1954). W rezultacie więc tych rozważań nie można z całą pewnością odpowiedzieć na pytanie, czy na elewacji Koszystej działała intensywna erozja przed nasunięciem fałdów wierchowych. Nie można jednak wyłączyć, że większe rozmiary przybrała ona dalej na południu, tam skąd pochodzi łuska krystaliniku (zob. niżej). W depresji Szerokiej Jaworzyńskiej alb występuje w pełnym rozwoju, nie może zatem być tu mowy o jakiejś znaczniejszej erozji po wynurzeniu się obszaru Tatr z morza cenomańskiego. Twierdzenie E. Spenglera (1937), że właśnie w profilu autochtonu masywu Szerokiej Jaworzyńskiej można się doszukać dowodów na Reliefüberschiebung, nie znajduje zatem potwierdzenia. Z drugiej jednak strony należy zwrócić uwagę, że badania mikropaleontologiczne (Kantorova & Andrusov 1958) nie wykazały obecności cenomanu w Dolinie Jaworowej, gdy został on stwierdzony w masywie Osobitej (Kušik 1959). Nie wiemy jak grube były osady cenomańskie (a może i turońskie?), wydaje się jednak, że znaczniejsza część zaczynającej się właśnie wtedy facji fliszowej mogła zostać później usunięta przez erozję. Równie dobrze jednak brak cenomanu w depresji Szerokiej Jaworzyńskiej można wyjaśnić wytłoczeniami.

Na wschód od Doliny Jaworowej nie ma już nigdzie młodszych utworów od anizyku stwierdzonego w Dolinie Koperszadów Zadnich (Kotański 1958b), a przeważnie seria autochtoniczna ogranicza się do werfenu. Istnieją zatem podstawy do przypuszczenia, że młodsze utwory wierchowe zostały tam usunięte przez erozję. Przypuszczenie takie wyraził S. Sokołowski (1948), zwracając jednak również uwagę na silne wytłoczenia w spągu reglowej płaszczowiny Tatr Bielskich i dochodzi w konkluzji do wniosku, że w obrazie kontaktu serii wierchowej i reglowej na tym obszarze mogą się sumować zarówno erozja przedszariażowa, jak i późniejsza tektonika.

Przedstawione powyżej rozważania odnoszą się tylko do autochtonu wierchowego, tzn. do najbardziej północnej części pasma wierchowego w subhercyńskim gmachu Tatr. O możliwości istnienia erozji w miej-

ścach, które później nasunęły się na północ w postaci fałdów wierchowych, będzie mowa jeszcze poniżej.

Zanalizujemy obecnie undulacje transwersalne autochtonicznego gmachu Tatr.

Jak widać na tablicy I, najrozleglejsza elewacja tatrzańska — elewacja Salatyńskiego wyraźnie rozpada się na trzy elementy. Są to kolejno od zachodu ku wschodowi — elewacja Osobitej, depresja Bobrowca i elewacja Kominów Tylkowych.

1. *Elewacja Osobitej.* — Ta najwybitniejsza elewacja autochtonicznego gmachu Tatr tworzy guz, w którym autochton wierchowy wysuwa się najdalej na północ w całych Tatrach. Widać to zresztą doskonale z Zakopanego, masyw Osobitej znajduje się bowiem mniej więcej na linii dolinek reglowych okolic Zakopanego.

Oś elewacji Osobitej jest przesunięta wyraźnie na wschód w stosunku do maksimum elewacji Salatyńskiego, które znajdowało się poza dzisiejszymi granicami Tatr. Oś elewacji Osobitej znajduje się mniej więcej na linii dolinki Kwaśne, która dochodzi do Doliny Suchej na wschód od Osobitej.

Na elewacji Osobitej autochton wierchowy jest wysunięty ku północy o przeszło 6 km w stosunku do depresji Bobrowca, a o ok. 4 km w stosunku do elewacji Kominów Tylkowych. Na zachodzie elewacja ta jest ścinana przez płaszczowinę reglową dolną, pod którą kryją się masy wierchowe również i na wschód od Osobitej, tak że depresja Bobrowca nie jest tak głęboka jak się to wydaje wynikać z zasięgu autochtonicznych mas wierchowych.

Wysunięcie mas wierchowych tak daleko ku północy jest spowodowane głównie obecnością w tym rejonie dużego nagromadzenia fałdów autochtonicznych. Istnienie zaś tych fałdów wynika, według B. Świderskiego (1922), przede wszystkim z obecności werfenu wśród krystaliniku, co zostało stwierdzone po raz pierwszy przez V. Uhliga (1900), a następnie przez S. Kreutza (1913), który skorygował występowanie werfenu (określanego wtedy jako perm). Ujęcie Kreutza przyjął bez większych zmian F. Rabowski (1933b). Zobrazowany przez nich stan rzeczy odmiennie niż dotychczas zinterpretował A. Michalik (1955), który wyróżnił tutaj jednostkę fałdową niższą od fałdu Czerwonych Wierchów. Pogląd ten spotkał się ze sprzeciwem geologów na XXXII Zjeździe PTG (Kotański 1959a, Andrusov 1959a i Sokołowski 1960b), a jest nie do przyjęcia przede wszystkim dlatego, że nie bierze w ogóle pod uwagę faktu istnienia sfałdowań autochtonicznych gmachu tatrzańskiego i ustalonej chronologii ruchów fałdowych, a również dlatego, że ujęcie to opiera się na zbyt schematycznych założeniach teoretycznych. Przekroje tektoniczne (tabl. V) przedstawiają interpretację budowy tego rejonu w nawiązaniu do poglą-

dów poprzednich badaczy i w oparciu o nowe fakty przedstawione przez D. Andrusova na jego mapce (1959a, obr. 11).

Wybitny guz elewacji Osobitej ma również swe uzasadnienie paleogeograficzne. Masyw Osobitej jest jedynym miejscem na zachód od masywu Kominów Tylkowych, gdzie pojawia się środkowy trias. Jego osadzenie się było tu poprzedzone przedanizyjską fazą abrazji (Kotański 1959f), która doprowadziła do usunięcia kampilu. Natomiast sam trias środkowy zachował się tu przed erozją górnotriasową, która spowodowała jego zniszczenie w sąsiednich rejonach, a jego obecność (która jest zresztą jedną z cech wyróżniających serię Osobitej) łącznie ze stosunkowo grubym w sąsiedniej serii bobrowieckiej (por. Część II) liasem jest m.in. przyczyną istnienia tak wybitnej elewacji Osobitej.

Elewacja Osobitej istniała już w okresie tworzenia się wielkich fałdów wierchowych i spowodowała, że nie powstały one tutaj prawie zupełnie.

Rola depresji i elewacji przy tworzeniu się fałdów wierchowych zostanie przedstawiona jeszcze oddzielnie w następnym rozdziale.

2. *Depresja Bobrowca.* — Określenie to zostało wprowadzone po raz pierwszy przez M. Limanowskiego (1910a), w ujęciach następnych badaczy nie znalazło aprobaty (Rabowski & Goetel 1924, Goetel & Sokołowski 1930, Michalik 1953, Sokołowski 1959a, 1960, 1961), aż wreszcie zostało znów użyte przez B. Halickiego (1954) i jest stosowane ostatnio przez W. Jaroszewskiego (1958).

Depresja Bobrowca jest zaznaczona przede wszystkim przesunięciem się płaszczowiny reglowej dolnej daleko ku południowi (tabl. I i II). W takim też ujęciu rozumiał depresję Bobrowca B. Halicki (1954), który uważał za Limanowskim, że undulacje transwersalne gmachu tatrzańskiego powstały po szariażu reglowym. Tymczasem daleki zasięg serii reglowej ku południowi w depresji Bobrowca jest wywołany głównie wypełnieniem przez nią istniejącej już uprzednio formy, w której jednostki reglowe zachowały się przed erozją. Depresja Bobrowca nie jest tak głęboka, jak mogłoby się wydawać z cofnięcia ku południowi mas reglowych — masy te leżą stosunkowo płasko na seriach wierchowych, które kontynuują się po obu stronach depresji (dlatego właśnie fleksura brzeżna na tabl. I jest mniej wgięta niż południowa granica zasięgu serii reglowej). Rozmiary tej depresji (długość w kierunku W-E ok. 3 km, cofnięcie wychodni autochtonu wierchowego w stosunku do elewacji Kominów Tylkowych ok. 2 km, a w stosunku do elewacji Osobitej o przeszło 6 km), nie są spowodowane tak głębokim wgięciem (choć skręty depresyjne od strony elewacji Osobitej i Kominów Tylkowych są bardzo ostre), lecz raczej przyczynami paleogeograficznymi. Depresja Bobrowca jest właśnie miejscem, gdzie brak jest bardzo grubej w sąsiednich rejonach (np.

przeszło 800 m w Kominach Tylkowych) serii środkowego triasu, która uległa erozji w górnym triasie. Brak ten został co prawda częściowo skompensowany nagromadzeniem się osadów liaso-doggeru o większej niż gdzie indziej miąższości, nie wyrównało to jednak całkowicie braku utworów środkowego triasu. Ta pierwotna nierówność była po zundulowaniu gmachu tatrzańskiego zapewne większa niż to zdaje się wynikać z dzisiejszego zasięgu serii wierchowej, który wynika głównie z nagromadzenia się tutaj kilku fałdów parautochtonicznych. Tak więc istnienie depresji Bobrowca jest wywołane przyczynami paleogeograficznymi (seria bobrowiecka) i depresyjnym wgięciem w tym rejonie. Wgięcie to nie było jednak tak głębokie, by w depresji tej mogło dojść do znaczniejszego rozwoju wielkich fałdów wierchowych, a powstały tu tylko drobne fałdy lokalne. Na to wszystko nałożyło się później głębokie ścięcie przez płaszczowinę reglową dolną, która dokonała tu potężnych wytłoczeń.

3. *Elewacja Kominów Tylkowych.* — W ujęciu M. Limanowskiego (1910a) elewacja ta wchodziła w skład jego elewacji Czerwonych Wierchów. Przez późniejszych badaczy, podobnie zresztą jak i depresja Bobrowca, nie była ona wyróżniana, a na jej istnienie zwrócił uwagę dopiero B. Halicki (1955) twórca tej nazwy, który uważał ją jednak za elewację poszariażową.

Elewacja Kominów Tylkowych ma długość w kierunku W-E ok. 6 km, a w stosunku do depresji Goryczkowej — Jawora jest wysunięta ku północy o niecałe 2.5 km. Maksimum elewacyjne znajduje się w masywie Kominów Tylkowych i wynosi tutaj w stosunku do dna depresji Goryczkowej — Jawora w Dolinie Cichej ok. 500 m. Jest to elewacja, w której autochtoniczne serie wierchowe są wysunięte o ok. 2,5 km mniej niż w elewacji Osobitej, jednak prawie tak samo jak w elewacji Koszystej. Od maksimum elewacyjnego w masywie Kominów Tylkowych autochtoniczne serie wierchowe obniżają się dość wyraźnie mniej więcej od miejsca, gdzie longitudynalna elewacja Ornaku zanurza się gwałtownie ku wschodowi. Tak jak samo istnienie elewacji Kominów Tylkowych zostało uwarunkowane wybitnym rozwojem i dużą miąższością środkowego triasu i liasu (seria Kominów Tylkowych) oraz maksymalną miąższością albu-cenomanu, tak istnienie tego długiego skrętu depresyjnego ciągnącego się od Doliny Lejowej do grani Ciemniaka jest spowodowane zmniejszeniem się miąższości środkowego triasu zarówno wskutek redukcji sedymentacyjnej i erozji w okresie po ruchach starokimeryjskich, jak i brakiem w profilu autochtonu wierchowego warstw liasowych (seria Wąwozu Kraków — zob. Część II).

Na maksimum elewacji Kominów Tylkowych fałdy wierchowe rozwinięte są w stopniu zupełnie minimalnym i szczątkowym (złuskowany

fałd Świerkul — Rabowski 1954b, 1959, Jaroszewski 1957). Dopiero na połogim wschodnim stoku elewacji stanowiącym jednocześnie stok depresji Goryczkowej — Jawora zaczyna się fałd Czerwonych Wierchów, który swój największy rozwój osiągnie w tej depresji.

4. *Depresja Goryczkowej — Jawora.* — Rozwój historyczny poglądów tyczących się istnienia tej depresji, jej zasięgu i wieku został przedstawiony już w poprzednim generalnym ujęciu zagadnienia undulacji transwersalnych. W obecnym ujęciu, nawet po odliczeniu zachodniego stoku depresyjnego, który w całości został zaliczony do elewacji Kominów Tylkowych, jej długość w kierunku W-E wynosi ok. 7 km. W stosunku do tej elewacji, jak również i do elewacji Koszystej, serie wierchowe są cofnięte o ok. 2,5 km. W zachodniej części depresji warstwy autochtoniczne mają znaczniejszą miąższość, gdyż stosunkowo poważny rozwój osiągają tu osady środkowego i górnego triasu, a dochodzą jeszcze do nich warstwy tomanowskie i lias (seria Tomanowej). Natomiast we wschodniej części depresji trias środkowy i górny został zupełnie usunięty przed retykiem, a za to dość znaczną miąższość mają tu warstwy liasowe (seria Doliny Cichej).

Depresja Goryczkowej — Jawora jest największą depresją transwersalną, gdzie nagromadziły się najlepiej rozwinięte fałdy wierchowe — fałd Czerwonych Wierchów i fałd Giewontu, które tutaj właśnie zostały wyróżnione (Rabowski 1922, 1925, 1931a). O pochodzeniu tych fałdów, ich zasięgu i zasadzie kompensacji będzie mowa w następnym rozdziale.

5. *Elewacja Koszystej.* — Autochtoniczne serie wierchowe na elewacji Koszystej mają bardzo nikły rozwój i dlatego jej charakterystyka podana w poprzednim ujęciu może być bez większych zmian zastosowana i tutaj. Serie wierchowe są tu ograniczone wyłącznie do werfenu, gdyż — jak to wykazał A. Michalik (1955) — trias środkowy należy już do wyższej jednostki tektonicznej. Brak wyższych ogniw stratygraficznych przypisywał on wytłoczeniom. Nie jest to jednak zapewne jedyna przyczyna braku tych ogniw. Jak to już zauważyłem wyżej, właśnie na elewacjach można się spodziewać efektów działania erozji poprzedzającej nasunięcia (Reliefüberchiebung), co jednak w przypadku Koszystej nie jest pewne, gdyż jeszcze na jej zachodnim stoku na Hali Gąsienicowej znajduje się urgon i alb należący zapewne do autochtonu wierchowego (Kotański in Rabowski 1959). Natomiast brak środkowego triasu z dużą dozą prawdopodobieństwa można przypisać działaniu erozji przedliasowej, (seria Liliowego — Białej Wody i seria Koszystej), gdyż jeszcze w rejonie Liliowego lias leży erozyjnie na dolnym werfenie (Rabowski 1959, Kotański 1959d).

Jak już zaznaczyłem, na elewacji Koszystej znajdują się fragmenty

wyższych wierchowych jednostek tektonicznych. Geneza ich będzie bliżej rozważona w następnym rozdziale.

6. *Depresja Szerokiej Jaworzyńskiej.* — Jak już zaznaczyłem, jest to najgłębsza i największa (w tym przypadku 3 × 2,5 km) depresja transwersalna w Tatrach. Autochtoniczne osady wierchowe w tej depresji charakteryzują się potężnym rozwojem środkowego triasu, obecnością górnego triasu oraz brakiem liasu (seria Spis-Michałowej). W depresji tej, jak w rynnie, nagromadziły się mocno co prawda zredukowane i złuskowane masy fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej z potężnie rozwiniętym jądrem krystalicznym.

7-9. *Undulacje wschodniego krańca Tatr.* — Elewacja Jagnięcego (7), depresja Stężek (8) i elewacja Doliny Rakuskiej (9) zostały już właściwie omówione w poprzednim ujęciu. Przypomnę tylko, że autochtoniczne masy wierchowe są tu ograniczone prawie wyłącznie do werfenu (miejscami tylko zachował się dolny anizyk — Kotański 1958b), co można przypisać zarówno wyciśnięciom tektonicznym, jak i erozji poprzedzającej nasunięcia (Sokołowski 1948), a być może również i erozji, która nastąpiła po ruchach starokimeryjskich, czego jednak można się tylko domyślać. Wyższe wierchowe jednostki tektoniczne prawie tu nie istnieją.

POWSTANIE FAŁDÓW WIERCHOWYCH

Próba rekonstrukcji bardziej południowego układu undulacji longitudynalnych i ich związek z powstawaniem fałdów wierchowych

Wyróżnione dotychczas longitudynalne i transwersalne depresje i elewacje autochtonicznego gmachu Tatr odnoszą się jedynie do północnej części tego subhercyńskiego gmachu, gdzie zachowała się autochtoniczna pokrywa wierchowa. Nie mamy bowiem żadnych bezpośrednich danych, by przyjmować, iż undulacje transwersalne przecinały regularnie cały ówczesny gmach tatrzański, obejmujący wówczas — jak wiemy — również i dużą część Liptowa. Przeciwnie — z przebiegu np. undulacji longitudynalnych widocznych w Dolinie Kościeliskiej wiadomo (Świderski 1922), że nie stanowią one elementów strukturalnych ciągnących się na większych przestrzeniach, lecz kończą się nagle na poprzecznych undulacjach. Odnosi się to zarówno do najbardziej północnych fałdów autochtonicznych, jak i do leżących bardziej na południu antyklin, które później stały się jądrowymi partiami fałdów wierchowych. Już z tych faktów wynika, że fałdy wierchowe nie mogły stanowić elementów strukturalnych ciągnących się wzdłuż całej długości Tatr.

Przebieg transwersalnych i longitudynalnych elementów strukturalnych w bardziej południowych częściach gmachu Tatr mógłby być oczywiście odczytany z analizy budowy trzonu krystalicznego. Jest to jednak problem nadzwyczaj trudny przede wszystkim dlatego, że nie mamy dotychczas ustalonej „stratygrafii" tego trzonu. Bez możliwości odniesienia badanych struktur do pokrywy wierchowej mogą zachodzić również trudności w odróżnieniu struktur hercyńskich, przedpermskich od subhercyńskich, którymi się obecnie zajmujemy. Na trudności te zwracał uwagę F. Rabowski (1938), któremu nie udało się prześledzić undulacji transwersalnych w bardziej odległych od pokrywy wierchowej partiach trzonu krystalicznego. Dopóki te zagadnienia nie będą lepiej oświetlone przez bardziej dokładne badania petrotektoniczne, musimy przy ich rozważaniu opierać się jedynie na przesłankach teoretycznych.

Przyczyny powstania undulacji transwersalnych nie były właściwie rozpatrywane przez dotychczasowych badaczy, jeśli nie liczyć zupełnie przestarzałej opinii E. Romera (1927) opartej jeszcze o idee Limanowskiego, że płaszczowiny wewnętrzno-karpackie „wymijając" Tatry wywierały na nie potężny nacisk od zachodu i wschodu, który spowodował transwersalne sfalowanie Tatr.

Jest rzeczą oczywistą, że powstanie undulacji transwersalnych, podobnie jak i longitudynalnych, było wywołane wypiętrzaniem się gmachu tatrzańskiego, które miało nieregularny charakter. Pogląd ten nie był dotychczas stosowany do wyjaśniania powstania undulacji transwersalnych przede wszystkim ze względu na to, że wiek tych struktur był przeważnie mylnie określany. Dopiero zsynchronizowanie czasu ich tworzenia się z powstawaniem struktur longitudynalnych przyjętym za B. Świderskim (1922) na okres przed powstaniem fałdów wierchowych stwarza harmonijny obraz dźwigania się i undulowania Tatr.

Wracając jednak do zagadnienia rekonstrukcji bardziej południowego układu undulacji w wynoszonym gmachu tatrzańskim, to znów należy stwierdzić, że jest to związane z naszymi wyobrażeniami o mechanizmie powstawania fałdów wierchowych i o przyczynach ruchu ku północy mas wierchowych i ich związku z mechanizmem przesuwania się ku północy płaszczowin reglowych. Jeśli bowiem przyjąć, że na zundulowany autochton tatrzański nasunęły się płaszczowiny reglowe ciągnące w swym podłożu fałdy wierchowe, które wypełniły depresje na północnym brzegu Tatr, to postulowany układ undulacji autochtonu będzie inny niż gdybyśmy przyjęli, że fałdy wierchowe tworzyły się samodzielnie, nasuwając na zundulowane podłoże autochtoniczne, a dopiero później na gotowy już prawie gmach wierchowy nasunęły się płaszczowiny reglowe. W każdym bądź razie w obu przypadkach z góry wykluczone jest powstanie regularnych fałdów wierchowych wzdłuż północnego brzegu Tatr, co było pod-

stawowym założeniem wszystkich dotychczasowych teorii, podobnie jak wiek undulacji transwersalnych, który przeważnie określano na okres po powstaniu fałdów wierchowych a przed nasunięciem reglowym.

Pewne wnioski o istnieniu bardziej południowych elementów longitudynalnych można wysnuć z rozwijania fałdów wierchowych, a szczególnie parautochtonicznych skrętów synklinalnych. Zagadnienie to bliżej zostanie omówione w Części II. Całe to zagadnienie jest podobnie enigmatyczne, jak metoda kryptotektoniki W. Teisseyre'a (1926).

Spływanie grawitacyjne fałdów wierchowych

Z przytoczonego powyżej przeglądu koncepcji tektonicznych zdaje się wynikać, że konieczne jest przyjęcie, iż fałdy wierchowe powstawały samodzielnie bez przykrycia przez płaszczowiny reglowe, które jednak musiały już wówczas znajdować się blisko (tabl. III). Nie można jednak rozstrzygnąć, czy impulsem ich powstania był nacisk tangencjalny ze strony zbliżających się mas reglowych (pogląd Rabowskiego, Sokołowskiego i Andrusova), czy też sam ruch wynoszący migrującego geotumoru, który spowodował powstanie wybitnego guza tatrzańskiego, na którego północnym zboczu rozwinęły się spływania i ześlizgi grawitacyjne. Faktem jest, że te ześlizgi grawitacyjne istotnie się rozwinęły, choć na bezpośrednią przyczynę ich powstania nie można wskazać z zupełną pewnością.

Ogólna zasada budowy fałdów wierchowych wyraża się w tym, że w depresjach mają one bardziej pełne wykształcenie, regularny przebieg i plastyczny charakter, a na elewacjach są rozwinięte szczątkowo. Fakt ten zauważono już od dawna, jednak wyjaśniano go wytłoczeniami spowodowanymi przez płaszczowiny reglowe (Rabowski 1925a). Można go jednak wytłumaczyć również i tak, że w depresjach transwersalnych swobodniej rozwijały się ześlizgi grawitacyjne — masy wierchowe z elewacji zsuwały się w depresje, tworząc w nich większe nagromadzenia. Dowodem tego jest bez wątpienia zauważony jeszcze przez F. Rabowskiego (1959), lecz nie wytłumaczony przez niego fakt, że w Dolinie Małej Łąki fałd Czerwonych Wierchów ma przebieg ESE-WNW, nasuwał się zatem z SSW, a ścinający go fałd Giewontu na kierunek ENE-WSW i nasuwał się z SEE. Oba fałdy skierowane są zatem ku największemu obniżeniu rozległej depresji Goryczkowej — Jawora, ku której ześlizgiwały się grawitacyjnie z sąsiadujących z nią elewacji. Stwierdzenie tego faktu ma pierwszorzędne znaczenie dla ustalenia chronologii ruchów w Tatrach, a w szczególności dla ustalenia, że depresje i elewacje transwersalne powstały przed nasunięciem fałdów wierchowych. Takie postawienie sprawy pozwala również na pełniejsze wyjaśnienie zjawiska kompensacji, zau-

ważonego przez F. Rabowskiego (1925a, b) i tłumaczonego przez niego wytłoczeniami pod wpływem nasuwających się płaszczowin reglowych i większemu lub mniejszemu rozwijaniu się różnych elementów tektonicznych obu serii.

Faktu, że oba fałdy wierchowe widoczne w Dolinie Małej Łąki nasunęły się z różnych kierunków, nie da się wytłumaczyć, jeśli się przyjmie, że fałdy wierchowe powstawały w wyniku nacisków tangencjonalnych ze strony zbliżających się mas reglowych i pod ich przykryciem. Zjawisko to uzyskuje natomiast zupełnie naturalne wytłumaczenie w świetle teorii spływania grawitacyjnego. Oba fałdy spływały i ześlizgiwały się swobodnie do depresji Goryczkowej — Jawora z obydwu jej zboczy wyłącznie pod wpływem grawitacji; być może, że bezpośrednim impulsem tego spływania było dotarcie do powstałego dopiero co guza tatrzańskiego płaszczowin reglowych, co nie zmienia jednak mechanizmu tworzenia się fałdów wierchowych.

Innym dowodem undulowania autochtonicznego gmachu Tatr przed nasunięciem się fałdów wierchowych jest fakt, że np. depresje transwersalne nie istnieją już w czasie szariażu reglowego w ich dotychczasowej postaci. Depresja Goryczkowej — Jawora przeobraziła się już wtedy w niewielką elewację (tabl. I i IV). Nie jest zatem możliwe, by depresja ta powstała już po utworzeniu się fałdów wierchowych. Odwrotnie — to fałdy wierchowe spłynęły do gotowej już formy depresyjnej, zapełniając ją całkowicie.

Również i zjawisko pełniejszego rozwoju fałdu Czerwonych Wierchów w zachodniej części depresji Goryczkowej — Jawora, a fałdu Giewontu we wschodniej części tej depresji stanie się zupełnie zrozumiałe, jeśli się przyjmie, że fałd Czerwonych Wierchów zsuwający się z SSW zdołał wypełnić tylko zachodnią część depresji, a fałd Giewontu, zsuwający się nieco później z SSE — tylko jej wschodnią część. W ten sposób zjawisko kompensacji, którego znaczenie podkreślają wszyscy geologowie, którzy zajmowali się budową Tatr, znalazło swe proste i logiczne wytłumaczenie.

Zupełnie odmienny charakter i przebieg miały wydarzenia zachodzące na elewacjach. Masy wierchowe zsuwały się z nich do sąsiadujących z nimi depresji, a więc na ukos i na boki, lecz nie wprost ku północy, gdzie elewacje były na tyle wybitne, że fałdy wierchowe w ogóle nie powstały, lub mają tylko wykształcenie szczątkowe. Tutaj miały największą szansę do zachowania się te masy wierchowe, które nie utworzyły fałdów wierchowych, lecz przetrwały aż do nasunięcia reglowego i z których powstały następnie łuski i porwaki w spągu płaszczowin reglowych.

Można oczywiście również z góry przewidzieć, że na elewacjach w większym stopniu mogły zachodzić procesy erozyjne niż w depresjach,

a brak wielu ogniw stratygraficznych w łuskach wierchowych na elewacjach można wytłumaczyć nie tylko wytłoczeniami, lecz również i tymi właśnie procesami erozyjnymi. Fakt istnienia lub braku najwyższych ogniw stratygraficznych w brzusznych i grzbietowych skrzydłach fałdów wierchowych może być również wskazówką, czy partie te podlegały erozji przed sfałdowaniem, co z kolei może posłużyć jako podstawa do wnioskowania o tym, jak daleko depresje transwersalne przedłużały się na południe, i czy w tym kierunku nie były wywyższone na linii elewacji longitudynalnej. Wszystkimi tymi zagadnieniami zajmę się bliżej przy rozpatrywaniu budowy wierchowych struktur fałdowych na poszczególnych elementach transwersalnych gmachu tatrzańskiego.

Jest rzeczą jasną, że w takim ujęciu powstanie fałdów wierchowych było ograniczone tylko do wielkich depresji transwersalnych — przede wszystkim do depresji Goryczkowej — Jawora i depresji Szerokiej Jaworzyńskiej. Byłoby rzeczą dziwną, by w tych dwóch oddalonych od siebie depresjach miały istnieć te same fałdy wierchowe, a jest zupełnie nieprawdopodobne, by te fałdy miały ze sobą jakąś łączność. Jeśli jednak w obu depresjach mamy zasadniczo podobny schemat budowy — dwa nasunięte na siebie fałdy wierchowe — to może to być uwarunkowane istnieniem elewacji longitudynalnych o analogicznym układzie, zbliżoną miąższością fałdujących się mas oraz takimi rozmiarami depresji stanowiącej miejsce gromadzenia się fałdów, które ograniczają rozmiary fałdów i zmuszają do powstania nowego, wyższego fałdu. Dlatego określenia fałd Czerwonych Wierchów i fałd Giewontu będę stosował tylko do depresji Goryczkowej — Jawora, zaś dla fałdów wierchowych w innych elementach transwersalnych będę stosował nazwy lokalne. Podejście to jest również umotywowane tym, że — jak się okazuje z rozwinięcia fałdów wierchowych, serie wierchowe składające się na te fałdy są bardzo różnie wykształcone. Z drugiej znów strony po rekonstrukcji paleogeografii (Część II i III) nasuwa się możliwość, że fałd Szerokiej Jaworzyńskiej powstał synchronicznie z fałdem Giewontu, nie zaś z fałdem Czerwonych Wierchów.

Przydzielanie elementów wierchowych na wybitnych elewacjach transwersalnych do takich czy innych fałdów wierchowych jest zupełnie bezcelowe i nieumotywowane genetycznie, są to bowiem porwaki płaszczowiny reglowej, nie mające zazwyczaj nic wspólnego z fałdami wierchowymi. Łączenie zatem ze sobą różnych jednostek wierchowych znajdujących się w różnych częściach Tatr na różnych elementach transwersalnych w jeden wspólny schemat dwóch fałdów wierchowych jest sztuczne, schematyczne i nie odzwierciedla istoty zjawisk tektonicznych. Mapka tektoniczna Tatr (tabl. II) przedstawia już budowę pasma wierchowego Tatr w nowym ujęciu.

Zupełnie odmiennym natomiast zagadnieniem jest kwestia, czy pewne łuski i porwaki na elewacjach pochodzą z obszaru sedymentacyjnego serii Czerwonych Wierchów, Giewontu, czy też jakiejś innej serii wierchowej wyróżnionej w tej pracy (Część II). Zadanie to jest realne i możliwe do rozwiązania, oczywiście w odpowiednim przybliżeniu, a daje w efekcie bardzo ważne wnioski paleogeograficzne.

Przy tych rozważaniach należy również uwzględnić fakt, że pewne partie serii wierchowej znajdujące się w strefie, gdzie później powstały fałdy wierchowe, mogły pozostać na miejscu, na trzonie krystalicznym, a dopiero później mogły pozostać nieco przesunięte przez nasuwające się płaszczowiny reglowe. Do takich mas należą strzępy serii wierchowych na pd.-zachodnim krańcu Tatr w rejonie Mnicha i Sokoła, które nie mogą być łączone z żadnym z wyróżnianych obecnie wierchowych elementów tektonicznych, a pozycja ich musi być rozpatrywana w odniesieniu do piewotnej ich pozycji względem korzeniowej strefy fałdów wierchowych. W taki właśnie sposób ujmuje ich pozycję tektoniczną D. Andrusov (1959a).

Odrębnym zagadnieniem jest wreszcie kwestia, czy w czasie formowania się poszczególnych fałdów wierchowych lub też po ich sformowaniu się, a przed nasunięciem się płaszczowin reglowych zachodziły procesy erozyjne. Oba przypadki wydają się prawdopodobne. Po stwierdzeniach Rabowskiego (1925a, 1931a), kolejność tworzenia się fałdów wierchowych nie podlega wątpliwościom, można zatem przypuścić, że uformowany już fałd Czerwonych Wierchów mógł być erodowany przed ścięciem go przez fałd Giewontu, a ten ostatni — przed szariażem reglowym. Zagadnienia te będą rozpatrywane w koneksji z konkretnymi przykładami.

Stosunek fałdów wierchowych do undulacji transwersalnych

Przemiany strukturalne depresji i elewacji transwersalnych w wyniku powstawania fałdów wierchowych

Rozpatrzymy obecnie proces powstawania fałdów wierchowych w stosunku do transwersalnych elementów gmachu tatrzańskiego. W tym przeglądzie będę brał przede wszystkim pod uwagę zagadnienie, jak się zmieniały strukturalnie elewacje i depresje autochtonicznego gmachu Tatr w wyniku tworzenia się fałdów wierchowych.

Na wielkiej elewacji Salatyńskiego, która — jak wiemy — składa się z elewacji Osobitej, depresji Bobrowca i elewacji Kominów Tylkowych, fałdy wierchowe właściwie nie rozwinęły się prawie wcale.

Elewacja Osobitej. — Stanowiła ona w dobie tworzenia się fałdów wierchowych tak wybitną wypukłość, że nie powstały tu żadne fałdowe

elementy wierchowe. Istniejąca tam w jednym miejscu łuska wierchowa eżąca nad albem była zaliczana konwencjonalnie do fałdu Czerwonych Vierchów (Rabowski 1933 b, c). W. Jaroszewski (1957) zwrócił uwagę, że noże to być równie dobrze odpowiednik wyróżnionej przez niego jednostki Świerkul. Pogląd ten nabrał jeszcze większych cech prawdopodobieństwa o stwierdzeniu w tej łusce liasu przez D. Andrusova (1959a), który ją ednak zalicza nadal do fałdu Czerwonych Wierchów (1959a). Przydziela- ie tej małej łuski do elementu fałdowego jakim jest jednostka Świerkul yłoby jednak również schematyczne, gdyż ta ostatnia kończy się wy- aźnie w rejonie Doliny Chochołowskiej, a dalej na zachód pojawiają ię parautochtoniczne elementy wierchowe będące porwakami płaszczo- winy reglowej dolnej. Tak więc ten najdalej na zachód wysunięty nie- ubylczy element wierchowy należy uznać za porwak płaszczowiny reglo- wej dolnej wyrwany ze strefy sedymentacyjnej odpowiadającej serii Świerkul (zob. Część II).

Depresja Bobrowca. — Nie ma w niej żadnego regularnego wiercho- wego elementu fałdowego. Z elementów wierchowych wyższych od roz- winiętych tu na dużą skalę fałdów parautochtonicznych istnieją tylko dwie uski — łuska kajpru i łuska gnejsów (Wójcik 1959) oraz porwak wier- howego środkowego triasu w spągu płaszczowiny reglowej. Porwak ten est konwencjonalnie zaliczany do fałdu Czerwonych Wierchów (Jaro- zewski 1958, Wójcik 1959, Sokołowski 1959a). Łuska gnejsów była uwa- ana przez Rabowskiego (1959) za jądro fałdu Giewontu, a Sokołowski 1959a) zaliczył ją do fałdu Czerwonych Wierchów. Z. Wójcik natomiast 1959) słusznie uważa, że obie łuski nie odpowiadają żadnemu ze znanych ałdów wierchowych. Charakter tektoniczny i paleogeograficzny tych wszystkich porwaków płaszczowiny reglowej dolnej (tabl. II) rozważam okładniej w Części II.

Opierając się na przyjętych w tej pracy założeniach trudno sobie wyobrazić, by elementy o tak ograniczonym zasięgu jak łuska kajpru gnejsów mogły stanowić fragment jakiegoś samodzielnego elementu fał- owego. Nie jest bowiem możliwe, by tak drobny element fałdowy po- wstał w wyniku spływania grawitacyjnego. Można natomiast, podobnie ak leżącą nad nimi w odwróconym położeniu jednostkę wierchową zło- oną ze środkowego triasu, uznać je za porwaki płaszczowiny reglowej. orwaki środkowego triasu pochodzą z obszaru sedymentacyjnego serii Kominów Tylkowych (fałd Kominów Dudowych — zob. Część II), a łuska ajpru i gnejsów — z bardziej południowego obszaru, odpowiadającego erii Świerkul. Jest przy tym bardzo prawdopodobne, że obszary, z któ- ych zostały wyrwane te łuski, zostały uprzednio poddane erozji, czego owodem może być fakt, że w żadnym z porwaków nie ma młodszego gniwa stratygraficznego od triasu. Depresja Bobrowca dalej ku połu-

dniowi musiała się dość nagle spłycać i przechodzić w elewację, o czym świadczy z jednej strony możliwość zachodzenia tam procesów erozyjnych, a z drugiej fakt istnienia samych porwaków, które mogły być wyrwane przez płaszczowinę reglową. W ogóle jednak należy podkreślić, że depresja Bobrowca została jeszcze podkreślona przez nasunięcie płaszczowiny reglowej, która dokonała tu potężnych wytłoczeń.

Elewacja Kominów Tylkowych. — Na elewacji Kominów Tylkowych powstał pierwszy element tektoniczny, któremu można przypisać naturę fałdową (Jaroszewski 1957). Jest to już całkiem regularny, choć wąski i wewnętrznie złuskowany fałd Świerkul. F. Rabowski (1954b, 1959) wiązał ten element złożony, według niego, z dwóch łusek ze sfałdowaniami w szczytowej części masywu Kominów Tylkowych (antyklinalne wybrzuszenie Kufy) oraz z brzusznym skrzydłem fałdu Czerwonych Wierchów. Natomiast W. Jaroszewski (1957) uznał go za osobną niższą dygitację fałdu Czerwonych Wierchów. Przeciw bezpośredniemu łączeniu fałdu Świerkul z fałdem Czerwonych Wierchów ze Stołów przemawiał — jego zdaniem — fakt, że w fałdzie Świerkul znajduje się lias i kajper, ogniwa nie istniejące jak wiadomo w fałdzie Czerwonych Wierchów. Założenie to jest słuszne, jeśli się przyjmie, że granice jednostek fałdowych pokrywają się z granicami serii w pierwotnym basenie sedymentacyjnym. Ponieważ jednak granice te mogą się nie pokrywać, nie można również wyłączyć, że fałd Świerkul jest po prostu fałdem Czerwonych Wierchów o profilu stratygraficznym, który cechuje normalnie bardziej północne serie wierchowe (Kotański 1959d). Zagadnienie to nie jest zresztą takie proste, bowiem nie można wyłączyć, że na elewacjach fałdy wierchowe powstawały (o ile powstawały w ogóle) z serii wierchowych wysuniętych bardziej na północ niż te, z których tworzyły się w depresjach, co również tłumaczyłoby anormalny profil stratygraficzny fałdu Świerkul, nawet przy pierwotnie równoległym przebiegu stref sedymentacyjnych.

Za tym, że fałd Świerkul stanowi odpowiednik fałdu Czerwonych Wierchów na elewacji Kominów Tylkowych lub go zastępuje, nie zaś jest jego dolną dygitacją, przemawia również fakt, że nigdzie nad fałdem Świerkul nie leży fałd Czerwonych Wierchów. Na niewyjaśniony stosunek fałdu Czerwonych Wierchów do jednostki Świerkul zwraca również uwagę ostatnio S. Sokołowski (1960b). Nie ma bowiem w istocie żadnych podstaw do przypuszczeń, że jakiś wyższy fałd wierchowy, a więc fałd Czerwonych Wierchów — w rozumieniu W. Jaroszewskiego (1957) — tam w ogóle istniał. Na elewacji Kominów Tylkowych mógł powstał tylko tak słabo rozwinięty element fałdowy jakim jest fałd Świerkul, i to tylko dlatego, że jest to jedna z najmniejszych elewacji transwersalnych gmachu tatrzańskiego.

Podobnie nie ma żadnych danych, by na całej elewacji Salatyńskiej

;o istniał kiedykolwiek fałd Giewontu, gdyż okazało się, że nie można lo tego fałdu zaliczyć ani łuski gnejsów z depresji Bobrowca, ani łusek vierchowych z pd.-zachodniego krańca Tatr. Przeciwnie — obecność płatu reglowego na Kufie pod szczytem Kominów Tylkowych (Rabowski 955b, 1959) leżącego tam bezpośrednio na strzępach fałdu Czerwonych Vierchów, może świadczyć o zupełnym braku fałdu Giewontu na tej elevacji. Zagadnienia te są dokładniej rozważone w Części II przy opisie przekrojów tektonicznych (tabl. V).

Depresja Goryczkowej — Jawora. — Depresja Goryczkowej — Javora jest największą depresją tatrzańską, w której nagromadziły się i najepiej rozwinęły fałdy wierchowe. W tej właśnie depresji budowa fałdów vierchowych została najpierw poznana (Rabowski 1922), a schemat ich oudowy został następnie przeniesiony na całe pasmo wierchowe Tatr.

Zasadniczą cechą budowy dwóch wielkich fałdów wierchowych — ałdu Czerwonych Wierchów i fałdu Giewontu jest fakt, że oba fałdy są od siebie oddzielone albem oraz że fałd Czerwonych Wierchów jest ścinany przez fałd Giewontu (Rabowski 1925a). Oba fałdy zachowują się pod vzględem tektonicznym zupełnie niezależnie, choć z drugiej znów strony od dawna znane są skręty korzeniowe łączące dolny fałd z podłożem, górny z dolnym. Skręty te jednak tylko pozornie wiążą te jednostki, gdyż wewnątrz fałdów powstały płaszczyzny odkłuć, wzdłuż których órne skrzydła fałdów przesuwały się po dolnych (Kotański 1959d).

Obecnie można posunąć się jeszcze dalej. Okazuje się, że skręt Stoów nie jest skrętem korzeniowym fałdu Czerwonych Wierchów, gdyż powstał już po utworzeniu się tego fałdu, nasuwając się na niego (zob. Część II, tabl. VI). Takich parautochtonicznych skrętów synklinalnych v Tatrach jest więcej (np. skręt Kufy, skręt Liliowego, skręt Koszystej — abl. I). Wszystkie one były uważane za skręty korzeniowe fałdu Czerwoych Wierchów. Jak się jednak okazuje z rekonstrukcji pierwotnego położenia fałdów, ich ojczyzna leżała znacznie dalej na południe. Fałd Czerwonych Wierchów nie ma w ogóle skrzydła brzusznego, a znajdujące się pod triasem tego fałdu strzępy młodszych utworów są po prostu porwaami podłoża autochtonicznego. Taki stan rzeczy najlepiej wyjaśnia eoria spływania grawitacyjnego, zgodnie z którą nie potrzeba w ogóle zukać korzeni fałdów wierchowych, ani ich brzusznych skrzydeł.

Również i fałd Szerokiej Jaworzyńskiej nie wiąże się z podłożem utochtonicznym skrętem korzeniowym. To samo dotyczy fałdu Giewontu, tóry bynajmniej nie łączy się z fałdem Czerwonych Wierchów skrętem orzeniowym. Skręt synklinalny, obserwowany w Dolinie Małej Łąki, owstał z odgięcia ku północy wapieni urgonu i margli albu fałdu Czerwonych Wierchów pod wpływem nasuwania się fałdu Giewontu, który

ześlizgiwał się tam na plastycznych warstwach myophoriowych górnego kampilu. Zagadnienia te w szczegółach są przedstawione w Części II.

Przyjęcie, że fałdy wierchowe swobodnie — pod wpływem ześlizgów grawitacyjnych — zapełniały depresję Goryczkowej — Jawora, pozwoliło na wytłumaczenie faktu, że fałdy wierchowe w głównej swej masie nie występują jeden nad drugim, lecz jakby się wymijały. Taki rozkład fałdów wierchowych, jakby ich wzajemne kompensowanie się, był tłumaczony przez Rabowskiego (1925 a, b) swego rodzaju walką o przestrzeń pod naciskiem płaszczowin reglowych zgniatających tworzące się fałdy wierchowe. Takie postawienie sprawy nie tłumaczy jednak faktu, dlaczego fałd Czerwonych Wierchów jest rozwinięty właśnie w zachodniej części depresji, a fałd Giewontu w jej wschodniej części. Tymczasem już z danych Rabowskiego (1959) wynikało, że fałd Czerwonych Wierchów nasunął się z SSW, a więc ze wschodnich partii elewacji Salatyńskiego — głównie z rejonu Raczkowej Czuby, Bystrej i Wielkiej Kopy Koprowej, natomiast fałd Giewontu — z SSE — z rejonu Krywania. Fałd Czerwonych Wierchów przesunął się ku NNE, wypełniając tylko zachodnią część depresji Goryczkowej — Jawora — depresję Jawora. W tej części depresji oraz na długim zboczu depresji od strony elewacji Kominów Tylkowych najpełniej rozwinął się fałd Czerwonych Wierchów, tworząc wybitny guz morfologiczny, który może być nazwany elewacją Czerwonych Wierchów (tabl. I). Jest to restytucja dawnego terminu Limanowskiego (1911a) w nowym znaczeniu. Chodzi tu rzecz prosta nie o ruch elewacyjny podłoża, lecz tylko o fakt istnienia wyniosłości podłoża wywołanego nagromadzeniem się mas fałdu Czerwonych Wierchów w stosunku do ścinającego go fałdu Giewontu.

Fałd Czerwonych Wierchów nie sięgnął już natomiast prawie wcale do wschodniej części depresji Goryczkowej — Jawora — do depresji Goryczkowej (w tym przypadku termin ten jest użyty w znaczeniu Limanowskiego 1911a). Z jego obszaru sedymentacyjnego dotarły tu tylko słabo rozwinięte części tego fałdu, zachowane gdzieniegdzie pod wyspą krystaliczną Goryczkowej (tabl. VI).

Powstaje zagadnienie, dlaczego fałd Czerwonych Wierchów w tak nieznacznym stopniu wypełnił depresję Goryczkowej.

Mogło to być spowodowane po prostu pozostaniem serii osadowych tej strefy sedymentacyjnej na miejscu w związku z podłożem. Część tej serii mogła zostać uprzednio zerodowana co przyczyniło się do zmniejszenia jej ogólnej miąższości, która okazała się za mała do wypełnienia depresji. Możliwość taka jest prawdopodobna, gdyż np. na sąsiedniej elewacji Koszystej erozja zapewne w tym czasie istniała. Pod wyspą krystaliczną Goryczkowej w Dolinie Cichej zachowały się jednak w kilku miejscach strzępy urgonu górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów (Rabowski

1959), co przemawia przeciw koncepcji istnienia erozji w tym skrzydle fałdu. Najmłodszym ogniwem górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów w depresji Goryczkowej jest malm, widoczny przy szlaku na Liliowe w Dolinie Stawów Gąsienicowych (Rabowski 1959), jeśli się przyjmie, że urgon i alb w wapienniku na Hali Gąsienicowej należą do pokrywy autochtonicznej trzonu krystalicznego, co się wydaje najbardziej prawdopodobne (Kotański in Rabowski 1959).

Nagromadzenie się wielkich mas fałdu Giewontu w depresji Goryczkowej można tłumaczyć jeszcze inaczej. F. Rabowski (1931a) sądził, że tatrzańska seria spągowe została zundulowana łącznie z fałdem Czerwonych Wierchów przed nasunięciem się fałdu Giewontu. Możliwość taka nie jest oczywiście wykluczona (podtrzymuje ją ostatnio S. Sokołowski 1960b) — istniejące już uprzednio undulacje transwersalne mogły tworzyć się nadal i w czasie nasuwania się fałdów wierchowych, nie mamy na to jednak jednoznacznych dowodów. Analiza wschodniego zbocza Kopy Kondrackiej wskazuje, według Rabowskiego (1959), że fałd Czerwonych Wierchów nie obniża się tu w stronę depresji Goryczkowej, lecz jest ścinany niezgodnie przez fałd Giewontu. Istnieją jednak dowody (Kotański 1959d), że zbocze to wykazuje bardzo ścisły związek morfologii z budową, a trias, dogger i malm fałdu Czerwonych Wierchów zanurzają się pod nasunięciem krystaliniku wyspy Goryczkowej ku wschodowi (zagadnienie to jest dokładniej omówione w Części II). Może to świadczyć o pogłębieniu się depresji Goryczkowej już po nasunięciu się fałdu Czerwonych Wierchów, może jednak być również dowodem kończenia się tego fałdu, co zostało niewątpliwie podkreślone przez zgniatanie i ścinanie ze strony fałdu Giewontu. Pozostanie jednak faktem, że przed nasunięciem się fałdu Giewontu istniała już depresja Goryczkowej, która została przezeń wypełniona. Fałd Giewontu nasunął się do depresji Goryczkowej głównie od SSE z rejonu Krywania, wytłaczając pod sobą szczątkowo zachowany w depresji Goryczkowej fałd Czerwonych Wierchów.

Elewacja Czerwonych Wierchów nie składa się jedynie z nagromadzonych tam biernie mas fałdu Czerwonych Wierchów. W całym masywie Czerwonych Wierchów istnieje bowiem wtórne nasuwanie się autochtonicznych mas wierchowych bliskich do dawnego skrętu korzeniowego fałdu Czerwonych Wierchów na górne skrzydło tego fałdu (Kotański 1959 a, d, Kotański in Rabowski 1959). Elewacja Czerwonych Wierchów, składająca się początkowo tylko ze spłyniętych grawitacyjnie mas fałdu Czerwonych Wierchów, została później nadbudowana przez nasunięty autochton. Stało się to pod wpływem nasuwania się fałdu Giewontu, szczególnie opóźnionych w ruchu mas jądra krystalicznego tego fałdu oraz płaszczowin reglowych. Ruch tych mas spowodował wtórne sfałdowanie i zgniecenie fałdu Czerwonych Wierchów między nasuniętymi nań

seriami autochtonicznymi oraz longitudynalną elewacją Małołączniak — Myślenickie Turnie. Silne wgniecenie mas fałdu Czerwonych Wierchów oraz jak gdyby ich podsuwanie się pod serie autochtoniczne zostało potwierdzone przez obserwacje geologiczne w grocie Śnieżnej, gdzie — według ustnej informacji mgr J. Rudnickiego i M. Spalenego — trias fałdu Czerwonych Wierchów sięga poniżej 1100 m n.p.m.

Jak wykazała bliższa analiza stosunku głównej dygitacji fałdu Giewontu do podłoża w depresji Goryczkowej (Kotański 1959a), można tu wyróżnić kilka podrzędnych elewacji i depresji (tabl. I). Depresję Goryczkowej ogranicza od zachodu opisana już powyżej elewacja Kopy Kondrackiej, będąca najbardziej wschodnią częścią elewacji Czerwonych Wierchów. Na wschód od niej leży depresja Na Czoło, gdzie masy fałdu Giewontu zanurzają się najgłębiej. Podłoże fałdu wynurza się dopiero dalej na wschód — w elewacji Ogarle-Opalone, gdzie spod krystaliniku wyspy Goryczkowej wyłania się trias środkowy należący zapewne do fałdu Czerwonych Wierchów. Trias ten znajduje się również u podnóża Myślenickich Turni (Rabowski 1931a). Dalej na wschód znów rozwija się silniej główna dygitacja fałdu Giewontu, spod której w zachodniej części Zawratu Kasprowego wynurza się niższa dygitacja tego fałdu (Rabowski 1930c, 1959). Skały z podłoża fałdu Giewontu wyłaniają się dopiero na Hali Gąsienicowej.

Drobne drugorzędne depresje w podłożu fałdu Giewontu istnieją również i na elewacji Czerwonych Wierchów (tabl. I). Już M. Limanowski (1911a) zauważył, że czapka krystaliczna Małołączniaka leży jakby w miseczce. Jest to jednak zagłębienie, które wynikło nie z wginania się mas fałdu Czerwonych Wierchów, które nie wykazują śladów istnienia takiego wgięcia, lecz jest po prostu efektem niezgodnego ścinania podłoża przez fałd Giewontu. Płaszczyzna nasunięcia fałdu Giewontu podnosi się nieco na linii Krzesanicy (elewacja Krzesanicy [4]), następnie obniża się w stronę Doliny Kościeliskiej (czapka krystaliczna Twardego Upłazu), a dalej w tym kierunku na Stolach fałd Czerwonych Wierchów jest ścięty przez płaszczowinę reglową na zboczu elewacji Kominów Tylkowych. Na wielkiej elewacji Czerwonych Wierchów można zatem kolejno wyróżnić elewację Kopy Kondrackiej, depresję Małołączniaka, elewację Krzesanicy i depresję Twardego Upłazu.

Podobnie jak prześledziliśmy stosunek głównej dygitacji fałdu Giewontu do podłoża tego fałdu, tak można zanalizować charakter górnej

---

[4] Terminem „elewacja Krzesanicy" Limanowskiego (1911a), niezbyt konsekwentnie zresztą, zastępował wcześniej przez siebie wprowadzony i bardziej rozpowszechniony później termin „elewacja Czerwonych Wierchów" — w znaczeniu elewacji podłoża autochtonicznego.

powierzchni tej dygitacji i jej stosunek do wyższych dygitacji fałdu Giewontu.

Główna dygitacja fałdu Giewontu, poza czapkami na Czerwonych Wierchach, najwyżej wznosi się w grani głównej Giewontu, gdzie zaznacza się wyraźna elewacja Czoła (Kotański 1959a). Elewacja ta ku wschodowi obniża się wyraźnym skrętem depresyjnym do depresji Wrótek (Kotański op.cit.), w której rozwinęła się dygitacja Wrótek (Rabowski 1930c, 1959). Dalej ku wschodowi istnieje wydłużona elewacja Zawratu Kasprowego, w której wznosi się wysoko główna dygitacja fałdu Giewontu, a spod niej wynurza się jedna z niższych dygitacji fałdu Giewontu (Rabowski 1930c, 1959, Lefeld 1957). Dopiero w rejonie Kopy Magury istnieje kilka drobnych depresji i elewacji (Lefeld 1957). Są to: depresja Gładkiego Jaworzyńskiego, elewacja Kopy Magury i pn.-wschodnia depresja Kopy Magury. W elewacji wynurza się główna dygitacja fałdu Giewontu, a w depresjach natomiast zachowała się wyższa od niej dygitacja Kopy Magury.

Raz jeszcze należy podkreślić, że wymienione ostatnio drobne elementy strukturalne przeważnie nie mają nic wspólnego z wypiętrzaniem całego gmachu tatrzańskiego, lecz są to tylko niewielkie deniwelacje zaznaczające się w budowie poszczególnych jednostek tektonicznych, które powstały w wyniku kompensacyjnych zmian miąższości warstw w samym mechanizmie fałdowania, w wyniku wytłoczeń, lub wskutek istnienia erozji poprzedzającej ześlizg grawitacyjny (nasunięcie).

Depresja Goryczkowej — Jawora, ograniczona od zachodu i wschodu przez wyniesienia elewacyjne, ku południowi również się spłyca. Nie jest natomiast pewne, gdzie umiejscowić jej północną granicę. Już dawno zauważono, że istnieją fakty świadczące o tym, że depresja ta nie obniża się równomiernie ku północy, lecz obniżenie to ma charakter nagły, fleksuralny. M. Limanowski, któremu zawdzięczamy pierwsze spostrzeżenia w tym zakresie (1911a), nazwał tę fleksurę fleksurą brzeżną i uważał, że za jej istnieniem przemawia ostre obniżanie się, wlewanie się wielkiego fałdu Czerwonych Wierchów (w tym przypadku fałdu Giewontu) do wielkiej depresji longitudynalnej — rowu podtatrzańskiego.

F. Rabowski (1925a, 1931a) również przyjmował istnienie fleksury brzeżnej ograniczającej depresję Goryczkowej — Jawora od północy. Jego zdaniem jednak fałd Czerwonych Wierchów ani fałd Giewontu nie spłynęły poniżej tej fleksury, o czym świadczy małe pochylenie tych fałdów, które sądząc z jego profilów (1959) wcale nie zanurzają się tak stromo ku północy, jak to przyjmował Limanowski. Obecność fleksury — zdaniem Rabowskiego — zaznacza się natomiast w bardzo stromym zanurzaniu się mas reglowych wzdłuż pewnej linii.

Z zestawionych tu faktów wynika, że depresja Goryczkowej —

Jawora ma kształt wydłużonego stopnia, ograniczonego od północy fleksurą brzeżną. Fałdy wierchowe nagromadziły się na tym stopniu, nie wykraczając prawie poza fleksurę brzeżną.

Z płaskiego ułożenia fałdu Czerwonych Wierchów w Dolinie Kościeliskiej wynika, że ten stopień depresyjny sięga tu dość daleko ku północy, a fałd Czerwonych Wierchów ciągnie się jeszcze dalej pod nasunięciem reglowym (profil Rabowskiego 1925a i Sokołowskiego 1958), jednak niezbyt daleko, co wynika nie tylko z założeń strukturalnych, lecz także z rozważań paleogeograficznych — serie Giewontu i Czerwonych Wierchów nie różnią się od siebie facjalnie, co mogłoby nastąpić, gdyby dzieliła je większa przestrzeń (Rabowski 1931a).

Dalej ku wschodowi fałd Czerwonych Wierchów silnie się dygituje (przekrój Małołączniaka — Rabowski 1931a) i ma bardziej strome ustawienie, co świadczy o późniejszym nacisku i o istnieniu tam przeszkody, którą jest omówiona już powyżej elewacja longitudynalna Myślenickich Turni — Wielkiej Turni. Jest prawdopodobne, że elewacja ta znajduje się na brzegu stopnia, w pobliżu fleksury brzeżnej. Wprawdzie w przekroju Kopa Kondracka — Mały Giewont fałd Giewontu nie wykazuje silnego spływania grawitacyjnego ku północy, co jest widoczne na prawym zboczu Małej Łąki, gdzie jest zachowany jego skręt czołowy, lecz dalej ku wschodowi — w rejonie Giewontu — zanurza się on niewątpliwie znacznie głębiej, i jest bardzo prawdopodobne, że nie kończy się on tam tak płytko, jak to rysuje Rabowski (1959), lecz spływa głębiej aż na północ od fleksury brzeżnej (tabl. VI), jak to przyjmował Limanowski (1911a).

Prawidłowe umiejscowienie fleksury brzeżnej w depresji Goryczkowej — Jawora jest bardzo istotną rzeczą, bowiem fleksura ta została przyjęta za linię odniesienia przy rozwijaniu struktur wierchowych (tabl. IV).

Elewacja Koszystej. — Na elewacji Koszystej fałdy wierchowe nie rozwinęły się wcale. Wyniesiony tu silnie autochton wierchowy podlegał zapewne erozji, której częściowo można tu przypisać brak ogniw stratygraficznych młodszych od dolnego werfenu (seisu). Na tę powierzchnię nasunęła się dopiero płaszczowina reglowa dolna, wlokąc dwa porwaki — niższy składający się tylko z krystaliniku (Michalik 1955) uważanego, zupełnie zresztą konwencjalnie, za jądro krystaliczne fałdu Czerwonych Wierchów oraz wyższy, składający się z odwróconej serii anizyku i kampilu (Głazek 1959, Kotański 1959d), paralelizowanego z fałdem Giewontu.

Oczywiście po udowodnieniu, że fałdy wierchowe nie ciągnęły się pierwotnie jednolitym wałem wzdłuż całego północnego brzegu Tatr, takie paralelizacje nie są ścisłe, ani w ogóle potrzebne. Łuska krystaliniku nie musi być wcale jądrem fałdu, lecz porwakiem wyrwanym wprost

z trzonu krystalicznego w miejscu, gdzie erozja dotarła aż do krystaliniku. Natomiast wyższy porwak nie musi być brzusznym skrzydłem fałdu Giewontu, lecz porwakiem wyrwanym przez nasuwającą się płaszczowinę reglową z bardziej południowej strefy, gdzie erozja nie dotarła już tak głęboko. Nie doszło tu do powstania regularnych fałdów, jak to miało miejsce w depresjach, ani do swobodnych ześlizgów grawitacyjnych, lecz miały tu miejsce intensywne rozdarcia o sztywnym charakterze longitudynalnych elewacji podłoża, prowadzące do tworzenia się łusek o odwróconym położeniu. Ze stromych upadów serii reglowych tuż na północ od Koszystej można wnioskować, że trzon krystaliczny wraz ze swą zredukowaną pokrywą osadową zanurza się tu ostro ku północy.

Depresja Szerokiej Jaworzyńskiej. — Nowe nagromadzenie się fałdowych jednostek wierchowych znajduje się w depresji Szerokiej Jaworzyńskiej. Depresja ta ma kształt wąskiej a długiej niecki, do której fałdy wierchowe nasunęły się wprost z południa. Podobnie jak w depresji Goryczkowej — Jawora tak i tutaj istnieją dwie jednostki wierchowe, z których dolna była paralelizowana z fałdem Czerwonych Wierchów, a górna — z fałdem Giewontu (Rabowski 1925a, Sokołowski in Nowak 1929, Rabowski 1939, Andrusov 1950). Oba te fałdy nie miały jednak nigdy bezpośredniego związku z fałdami wierchowymi z depresji Goryczkowej — Jawora i muszą być nazywane odrębnymi nazwami. Dla dolnego już od czasów M. Limanowskiego (1910) stosowana jest nazwa fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej (Sokołowski 1948, Andrusov 1950). Podobnie jak w Tatrach Zachodnich, fałd ten jest tylko pozornie związany z serią autochtoniczną skrętem korzeniowym, który zaznacza się w warstwach albu i urgonu-malmu. Jednak już „skrzydło brzuszne" tego fałdu składa się z oddzielnych łusek poprzesuwanych względem siebie (np. łaska warstw myophoriowych kampilu w zboczu Doliny Spis-Michałowej — Kotański 1959d), na które dopiero nasunięte jest górne skrzydło fałdu złożone z krystaliniku i werfenu (Horwacki Wierch). Do odwróconego skrzydła fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej należy również krytalinik i werfen Szerokiej i Zamków. W spągu tej jednostki znajduje się najniższa łuska złożona z granitu i werfenu (dygitacja wg Andrusova 1950), uważana przez A. Michalika (1955) za fragment fałdu niższego od fałdu Czerwonych Wierchów.

Strzępy te należy uważać za pozostające w tyle przy ruchu nasuwawczym fragmenty podłoża wyrwane przez jądrowe partie fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej, znajdujące się w położeniu odwróconym (Szeroka — Zamki), bądź normalnym (Horwacki Wierch). Podczas tego ruchu doszło do potężnych wytłoczeń, nie można jednak wyłączyć, że najwyższe serie osadowe górnego skrzydła fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej zostały zerodowane już uprzednio, co łatwiej pozwoliłoby wytłumaczyć ich brak (najwyższym ogniwem górnego skrzydła fałdu są łupki werfeńskie, a dol-

nego — warstwy myophoriowe kampilu. Usunięcie tych ogniw przez erozję tłumaczy również lepiej fakt, że porwaki najniższej łuski składają się wyłącznie z granitu i werfenu, niż przyjęcie za Andrusovem lub Michalikiem (op. cit), że są to jądrowe partie osobnej niższej dygitacji lub najniższego fałdu wierchowego (por. tabl. VII).

Ponieważ rozwinięte serie brzusznego skrzydła fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej sięgają aż poza Gierlach (zob. Część II), ów obszar największej erozji istniał na południe od dzisiejszej grani głównej Tatr, skąd pochodzi górne skrzydło fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej.

Nie jest rzeczą pewną, czy najwyższą łuskę granitu i werfenu, leżącą na werfenie górnego skrzydła fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej, można uważać za jądrowe partie górnego skrzydła osobnego fałdu wierchowego (fałdu Giewontu), jak to czynią dotychczasowi badacze. Mogą to być tylko porwaki przywleczone przez płaszczowinę reglową dolną z jeszcze bardziej południowego obszaru, gdzie również zapewne zaznaczyła się erozja przedszariażowa. Paralelizacje te staną się jeszcze bardziej prawdopodobne jeśli się przyjmie, że ojczyzny fałdów Giewontu i Szerokiej Jaworzyńskiej znajdowały się obok siebie (tabl. X), a powstanie obu tych fałdów było mniej więcej synchroniczne.

W depresji Szerokiej Jaworzyńskiej fałdy wierchowe nie rozwinęły się tak potężnie jak w Tatrach Zachodnich, gdyż w momencie nasuwania była ona już stosunkowo płytka. Głębokie cofnięcie trzonu krystalicznego w tej depresji świadczy jedynie o głębokim wgnieceniu serii autochtonicznej, a nie o tym, że depresja ta była głęboka przed ześlizgnięciem się do niej fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej. Depresja ta została z tego powodu prawie zupełnie wypełniona przez masy wierchowe i już w momencie nasuwania się płaszczowin reglowych ich podłoże wierchowe znajdowało się tutaj na tym samym poziomie co np. w sąsiedniej elewacji Jagnięcego. Natomiast od zachodu od strony elewacji Koszystej istniało jeszcze wtedy wyraźne obniżenie w stronę tej depresji, w postaci skłonu depresyjnego Białki, który jest jednak w tym przypadku nie tylko skłonem depresji Szerokiej Jaworzyńskiej, lecz skłonem depresyjnym całej wschodniej części Tatr Wysokich, wyraźnie cofniętych ku południowi w stosunku do reszty Tatr.

Wschodni kraniec Tatr. — W tej najbardziej wschodniej, dość silnie wyniesionej części Tatr nie rozwinęły się już wcale fałdy wierchowe. Strzępy wierchowe o niepewnej przynależności tektonicznej na Przełęczy pod Kopą (tabl. VII) złożone z werfenu i granitów (Sokołowski 1948) należy uznać za porwaki uniesione przez płaszczowinę reglową z obszaru, który mógł być uprzednio poddany erozji.

Przedstawione tutaj ujęcie powstawania niezwiązanych ze sobą fałdów wierchowych tylko w depresjach podłoża jest zasadniczo różne od

pierwotnych ujęć Limanowskiego i Rabowskiego, którzy uważali, że fałdy wierchowe okalały nieprzerwanym pasem masyw tatrzański od północy. Tak np. Limanowski (1912) przewidywał, że gdyby nie przykrycie morenowe, to dalszy ciąg „wielkiego fałdu Czerwonych Wierchów" widzielibyśmy na obszarze Matlar i Kieżmarku.

NASUNIĘCIE SIĘ PŁASZCZOWIN REGLOWYCH, OKRES GÓRNOKREDOWY I RUCHY LARAMIJSKIE W TATRACH, KARPATACH CENTRALNYCH I NA PODHALU

Stosunek płaszczowin reglowych do wierchowego gmachu Tatr

Wkrótce po nasunięciu się fałdów wierchowych nastąpił dalszy szariaż ku północy płaszczowin reglowych. Przerwa czasowa między powstaniem fałdów wierchowych i nasunięciem reglowym nie była zapewne duża, lecz pomimo to nie można wyłączyć, że i to nasunięcie było poprzedzone przez erozję. Płaszczowina reglowa (dolna) przesuwała się początkowo po najbardziej południowych, najwyżej wyniesionych częściach guza tatrzańskiego, napotykając na bardzo zróżnicowane podłoże. Guz ten podlegał uprzednio erozji związanej z fazą wyniesienia subhercyńskiego. Z elewacji longitudynalnych, które następnie zostały zundulowane transwersalnie, zrodziły się fałdy wierchowe, a wszystko to odbywało się na lądzie, w wyniku czego procesom tektonicznym towarzyszyła erozja subaeralna. Płaszczowiny reglowe zastały zatem podłoże nierówne i nasuwały się na różne wierchowe jednostki tektoniczne, a miejscami bezpośrednio na trzon krystaliczny (tabl. II). Przy tym przesuwaniu się w jednych miejscach dochodziło do potężnych wytłoczeń, a w innych płaszczowina reglowa wyrywała różne fragmenty z podłoża i przesuwała je daleko na północ w postaci porwaków. Liczne przykłady tego rodzaju porwaków zostały wymienione w poprzednim rozdziale, a dokładniej zostaną one przedstawione w Części II.

Jak wiadomo z badań F. Rabowskiego (1925a, 1931a), podczas powstawania fałdów wierchowych ich jądra krystaliczne zostawały w tyle względem bardziej powierzchniowych partii fałdów. Jest możliwe, że niektóre z tych jąder zostały przesunięte ostatecznie na północ dopiero przez płaszczowinę reglową. Miejscami (Przełęcz Siwarowa) płaszczowina reglowa dolna przefałdowuje się wspólnie z fałdem Giewontu (Rabowski 1959) lub raczej — w nowym ujęciu tektonicznym — z fałdem Małej Łąki, powstałym z odgięcia od fałdu Czerwonych Wierchów pod wpływem nasuwania się fałdu Giewontu (zob. Część II).

Przy przekraczaniu guza tatrzańskiego zrodziły się dwie główne dygitacje płaszczowiny reglowej dolnej — dygitacja Suchego Wierchu

i Krokwi (Goetel & Sokołowski 1930). Pogląd ten reprezentują F. Rabowski i W. Goetel (1924) oraz A. Matějka i D. Andrusov (1931). Natomiast W. Goetel i S. Sokołowski (1930) uważali, że dygitacje te zrodziły się w związku ze stłoczeniem się mas reglowych ze wszech stron w depresji Goryczkowej (= depresja Goryczkowej — Jawora). Pomijając już fakt, że zasięg dwóch głównych dygitacji reglowych jest znacznie większy niż depresji Goryczkowej — Jawora, co już z góry wyłącza ten mechanizm ruchów, Goetel i Sokołowski opierali się jeszcze na dawnych poglądach Limanowskiego, że depresje i elewacje transwersalne powstały po nasunięciu się fałdów wierchowych. Tymczasem z przedstawionego wyżej obrazu wynika, że depresja Goryczkowej — Jawora nie istniała już w dobie nasuwania się płaszczowin reglowych, gdyż została zupełnie wypełniona przez fałdy wierchowe.

Obecnie rozpatrzę zagadnienie, jak wyglądał północny brzeg gmachu wierchowego przed nasunięciem reglowym.

Zachodni kraniec elewacji Salatyńskiego został ścięty przez masy reglowe. Krystalinik ku zachodowi wcale się nie obniża, jak sądził B. Halicki (1954), lecz przeciwnie — podnosi się (tektonicznie, lecz niekoniecznie morfologicznie) i jest ścinany przez płaszczowiny reglowe, które dokonały tu potężnych wytłoczeń.

Jako wybitny element elewacyjny istnieje nadal elewacja Osobitej. Stłoczenie mas reglowych jest tu tak duże, że płaszczowina reglowa dolna jest tu zachowana tylko szczątkowo i jest wytłoczona przez potężnie tu rozwiniętą płaszczowinę choczańską, lub też może przedtem podległa erozji.

Depresja Bobrowca nie została, jak wiadomo, wypełniona przez fałdy wierchowe i z tego powodu istniała nadal jako depresja w czasie nasuwania się płaszczowin reglowych. Na niezdygitowanej płaszczowinie reglowej dolnej leży tutaj płaszczowina choczańska w bardzo kompletnym wykształceniu. Zastępuje ona tutaj kompensacyjnie brak dygitacji Krokwi (Halicki 1955). Nie jest słuszne zaliczanie jednostki Furkaski K. Guzika (1959b) do dygitacji Krokwi, a do płaszczowiny choczańskiej — zaliczanie tylko jednostki Korycisk tego autora, jak to czyni ostatnio D. Andrusov (1959a), gdyż — jak to wynika z moich niepublikowanych obserwacji — utwory triasowe jednostki Furkaski zawierają faunę i florę (amonity, brachiopody, małże, liliowce, jeżowce, płazy tarczogłowe i diplopory), przy czym szereg form ma wybitny charakter medyterański, właściwy bardziej południowym seriom Karpat Centralnych, a poza tym jednostka Furkaski wiąże się w jedną całość z jednostką Korycisk, tworząc wraz z nią płaszczowinę choczańską.

Fałdy wierchowe w bardzo nikłym stopniu nadbudowały również elewację Kominów Tylkowych (złuskowany fałd Świerkul) i w efekcie

w czasie nasuwania się mas reglowych można już mówić o jednej wielkiej depresji Bobrowca — Kominów Tylkowych.

Na elewacji Kominów Tylkowych po nasunięciu się płaszczowiny reglowej dolnej istniał być może długi okres erozji, bowiem na Kufie w masywie Kominów Tylkowych bezpośrednio na synklinalnym albie i na nasuniętym odwróconym malmie parautochtonicznego fałdu Kominów Dudowych — zob. Część II, leżą jasne dolomity (Rabowski 1954b, 1959), nie spotykane w płaszczowinie reglowej dolnej, a bardzo podobne do dolomitów choczańskich z Wielkich Korycisk, należące zapewne do płaszczowiny choczańskiej.

Wielka depresja Goryczkowej — Jawora w okresie nasuwania się płaszczowin reglowych już nie istniała, gdyż została w całości wypełniona przez fałdy wierchowe i w efekcie stanowi element elewacyjny. Zachodni stok elewacji Czerwonych Wierchów był ścinany już przez fałd Giewontu, a został jeszcze bardziej ogładzony przez masy reglowe. W efekcie powstała tutaj powierzchnia bardzo słabo wznosząca się ku południowi, na której zachowały się obydwie płaszczowiny reglowe (Hala pod Upłazem i Gładkie Upłaziańskie). Masy te są tutaj silnie wytłoczone, możliwe jednak, że brak pewnych ogniw stratygraficznych można tu złożyć na karb erozji degradującej płaszczowinę reglową dolną przed nasunięciem płaszczowiny choczańskiej.

Depresja Goryczkowej została całkowicie wypełniona przez fałd Giewontu, co w efekcie spowodowało powstanie tu niewielkiej elewacji (elewacja Giewontu — tabl. II). Natomiast dalej na wschód, gdzie nagromadzenie mas fałdu Giewontu było mniejsze (pomimo powstania dodatkowych dygitacji), zarysowuje się niewielka depresja Jaworzynki.

Elewacja Koszystej, nadbudowana jeszcze przez porwaki wierchowe, zaznacza się również w podłożu płaszczowiny reglowej dolnej. Ku depresji Szerokiej Jaworzyńskiej schodzi ona ostrym stokiem depresyjnym na linii Białki.

Depresja Szerokiej Jaworzyńskiej została zupełnie wypełniona przez masy wierchowe i w podłożu mas reglowych zaznacza się już tylko minimalnie. Istnieje ona natomiast nadal w podłożu płaszczowiny reglowej dalej na północ.

Również i elewacja Jagnięcego nie zaznacza się specjalnym wygięciem mas reglowych ku północy i tworzy pod tym względem jedną całość z depresją Szerokiej Jaworzyńskiej.

Natomiast depresja Steżek przetrwała okres fałdowań wierchowych bez znaczniejszych zmian i masy reglowe nagromadziły się tu w znaczniejszym stopniu.

Podobnie jak na zachodnim krańcu Tatr elewacja Salatyńskiego, tak

i na wschodnim krańcu Tatr elewacja Doliny Rakuskiej jest ścięta przez płaszczowinę reglową, która ogładza jak gdyby masyw tatrzański.

Dotychczas rozpatrywałem charakter podłoża reglowego w północnej części widocznego dzisiaj brzegu gmachu wierchowego Tatr. W tym pasie stan istniejący po undulacjach transwersalnych związanych z subhercyńskim wynoszeniem Tatr został zmodyfikowany przez fałdowanie serii wierchowych i powstanie fałdów wierchowych, które wypełniły największe depresje transwersalne. Wiadomo jednak, że fałdy wierchowe wypełniły tylko „stopnie" w tych depresjach, nie zsuwając się prawie poniżej fleksury brzeżnej. Tylko wyjątkowo fałd Giewontu w depresji Goryczkowej ześlizgnął się zapewne grawitacyjnie po tej fleksurze ze stopnia depresyjnego nieco dalej ku północy.

Należy jednak przypuszczać że na północ od fleksury brzeżnej undulacje transwersalne również istnieją. Istnienie depresji Goryczkowej — Jawora wynika z analizy tektonicznej Goetla i Sokołowskiego (1930). Wpływ ten nie zaznacza się jednak w dygitacji Suchego Wierchu lecz dopiero w dygitacji Krokwi, gdzie powstała lokalna depresja (depresja Spadowca), w której mogły się nagromadzić i zachować wyższe jednostki tektoniczne.

Opierając się na śledzeniu stosunków poszczególnych dygitacji do podłoża i do siebie, można by w ten sposób prześledzić etapy powstawania i kompesacyjnego wyrównywania się mas w całym pasmie reglowym, podobnie jak to zostało powyżej uczynione dla gmachu wierchowego.

Stosunek płaszczowin reglowych na całym północnym brzegu Tatr do depresji i elewacji rozpatrzył w świetle analizy strukturalnej synkliny Czerwonej Przełęczy B. Halicki (1954). Udowodnił on, że zależność taka istnieje, a budowa synkliny Czerwonej Przełęczy jest jej czułym indykatorem. Z analizy jego można wysnuć jeden dodatkowy wniosek. Ponieważ płaszczowiny reglowe stosują się najwyraźniej do undulacji autochtonicznego gmachu Tatr, fałdy wierchowe nie sięgają w zasadzie poza fleksurę brzeżną i nie ma ich w głębi w pasmie reglowym, ani tym mniej pod eocenem. Sam Halicki nie rozważał tej kwestii, gdyż w jego ujęciu undulacje transwersalne powstały po nasunięciu się płaszczowin reglowych.

Hipotetyczny zasięg płaszczowin reglowych ku północy na Podhalu

Dla naszych celów, zarówno przy wnioskach tektonicznych, jak i paleogeograficznych konieczne jest przedyskutowanie zagadnienia, jak daleko ku północy sięgają płaszczowiny reglowe.

W ujęciu M. Lugeona (1903) płaszczowina reglowa, podobnie zresztą

jak i wierchowa, z Tatr ciągnęła się pod fliszem Podhala aż do pasa skałek pienińskich, gdzie obie płaszczowiny się wynurzały. Koncepcję tę zilustrował Limanowski (1904), który później skłonił się do poglądu, że serie skałkowe stanowią płaszczowinę jeszcze wyższą od reglowej i przywędrowały z jeszcze bardziej południowego obszaru sedymentacyjnego (1905).

V. Uhlig (1907) zakorzenił płaszczowiny pienińskie, łącznie zresztą z fliszem magurskim, pod masywem krystalicznym Tatr. W ujęciu Uhliga płaszczowiny reglowe, których nadkładem — zgodnie z ówczesnymi poglądami — był flisz Podhala, pokrywała całe Podhale aż do Pienińskiego Pasa Skałkowego. Do tego poglądu Uhliga przychylił się później (1922) Limanowski, który udowodnił jednak przedtem (1910a), że eocen tatrzański transgredował na nasuniętą, zdygitowaną i zundulowaną płaszczowinę reglową.

Z nowoczesnego ujęcia tektoniki strefy reglowej przez Goetla i Sokołowskiego (1930) jasno wynika, że płaszczowina reglowa dolna wraz ze wszystkimi swymi dygitacjami nie może sięgać bardzo daleko na północ, a w każdym razie nie sięgała do pasa skałkowego. Dygitacje tej płaszczowiny są bowiem mechanicznie związane z budową wierchowego gmachu tatrzańskiego. W tej sprawie autorowie nie wypowiadają się co prawda, jednak z figury 3 w ich pracy jasno wynika, że płaszczowina reglowa dolna powinna kończyć się niedaleko na północ od dzisiejszego północnego brzegu Tatr, przy czym dygitacja Krokwi może sięgać dalej ku północy niż dygitacja Suchego Wierchu.

W ujęciu D. Andrusova (1938) płaszczowiny reglowe (kriżniańska i choczańska) pokryły cały obszar między Tatrami i Pieninami i dotarły do pasa skałkowego, a następnie wraz z pokrywą wierchową wgłębnego masywu Podhala zostały podczas późniejszych ruchów włączone w skład budowy pasa skałkowego.

Stanowisko to przyjmuje również Birkenmajer (1958b, 1959d, 1960). Różnica poglądów między tymi badaczami polega jedynie na tym, że Andrusov obecnie (1959b) przyjmuje, że płaszczowiny reglowe pokryły wgłębny masyw Podhala już w fazie subhercyńskiej, a Birkenmajer uważa, że stało się to dopiero w fazie laramijskiej, gdyż przez cały senon wgłębny masyw Podhala był niszczony i dostarczał materiału na powstanie serii egzotykowej.

Przyjmowanie, że płaszczowiny reglowe dotarły do pasa skałkowego a nawet go częściowo pokryły, jest niewątpliwie słuszne w odniesieniu do stosunków istniejących w dolinie Wagu, gdzie najbardziej zewnętrzne góry trzonowe Karpat Wewnętrznych leżą bardzo blisko pasa skałkowego — tam istotnie płaszczowiny reglowe dotarły do pasa skałkowego

i zostały włączone w skład jego budowy. Nie mamy jednak żadnych dowodów, że stało się tak na Podhalu. Jak już zaznaczyłem, z analizy budowy serii reglowych w okolicy Zakopanego (Goetel & Sokołowski 1930) jasno wynika, że płaszczowiny reglowe nie mogą sięgać daleko na północ. Po tej linii rozumowania poszedł J. Gołąb (1954, 1959), który na swym przekroju tektonicznym Podhala doprowadza płaszczowiny reglowe tylko do depresji podtatrzańskiej. Jeśliby istotnie tak było, to wtedy dla wytłumaczenia obecności egzotyków pochodzących z wgłębnego masywu Podhala w skałkowej osłonie przedlaramijskiej nie trzeba byłoby przyjmować, że przez cały senon Tatry i Podhale nie były pokryte przez płaszczowiny reglowe (Birkenmajer 1958b, 1959d, 1960). Płaszczowiny reglowe mogły pokryć Tatry i ześliznąć się do rowu podtatrzańskiego już w fazie subhercyńskiej, jednak na Podhalu mogły w ogóle nie dotrzeć do pasa skałkowego i nie pokryć wgłębnego masywu Podhala, który przez całą górną kredę i dolny paleocen był poddany erozji (tabl. III).

Nowych danych o zasięgu płaszczowin reglowych między Tatrami a Pieninami mogą dostarczyć badania masywu Drużbaków na Spiszu, gdzie spod fliszu podhalańskiego wyłania się starsze podłoże (Uhlig 1891). Dotychczas przyjmowało się na ogół, że są to utwory należące do płaszczowiny relgowej dolnej. Nie można jednak wyłączyć, że jest to jakaś skałkowa lub wierchowa pokrywa mezozoiczna wgłębnego masywu Podhala. Tak np. już J. Nowak (1929) uważał, że serie mezozoiczne Drużbaków stanowią antyklinalny fragment autochtonu tatrzańskiego wynurzającego się tu spod fliszu. Ostatnio również M. Mahel (1959b) zaliczył masyw Drużbaków do grupy swych „serii zachodniokarpackich", a więc zbliżonych do wierchowych.

Zagadnienie autochtonizmu tatrzańskiego trzonu krystalicznego

Należy jeszcze przedyskutować zagadnienie nasuwania się krystaliniku tatrzańskiego lub serii wierchowej na utwory Pienińskiego Pasa Skałkowego. Możliwość taka wynikała np. z syntetycznego ujęcia V. Uhliga (1907) i J. Nowaka (1929), a dopuszczał ją również D. Andrusov (1938), z którego schematu tektonicznego wynika, iż przyjmował on nasunięcie trzonu krystalicznego wraz z seriami wierchowymi na serie pienińskie gdzieś w połowie odległości między Tatrami a Pieninami. Nasunięcie to odbyło się, według niego, jeszcze w okresie pierwszego fałdowania kredowego. Nasunięcie jądra krystalicznego Tatr na jednostki pasma skałkowego przyjmuje D. Andrusov jeszcze w swym ostatnim ujęciu tektoniki Tatr (1959a).

F. Rabowski (1925a, 1931a) stał w zasadzie na stanowisku autochto-
ızmu trzonu krystalicznego. Po wojnie taką właśnie koncepcję przyjmuje
<. Guzik (in Gignoux, ryc. 153) w swym syntetycznym przekroju przez
Karpaty.

S Sokołowski (1958) w swym schemacie powstania płaszczowinowej
udowy Tatr przyjmuje, że pod wpływem nacisków z południa mogło
ojść do pewnych odkłuć i przesunięć trzonu krystalicznego ku północy,
ie ma jednak mowy o nasunięciu trzonu krystalicznego na pasmo skał-
owe. Przy przyjęciu najbardziej prawdopodobnego mechanizmu przesu-
vania się ku północy płaszczowin reglowych — spływania grawitacyj-
ego na zboczach migującego ku północy geotumoru, odpada również za-
adnienie „nacisków z południa", a zatem kwestia nasuwania się trzonu
rystalicznego Tatr na serie wierchowe czy też skałkowe automatycznie
pada.

Przyjmowanie przesunięcia trzonu krystalicznego tatrzańskiego ku
ółnocy nie wynikało z faktów stwierdzonych w Tatrach, lecz z ogólnego
chematu budowy płaszczowinowej Karpat, gdyż na północ od Tatr,
zczególnie we fliszu zewnętrznym, zostały stwierdzone znaczne przesu-
ięcia horyzontalne, co pociągało za sobą rzekomo konieczność urucho-
ıienia również i trzonu tatrzańskiego. Ostatnio znalazło to swój wyraz
v znanym profilu S. Z. Różyckiego przez Karpaty oraz w rozważaniach
aleogeograficznych w Karpatach fliszowych (Książkiewicz 1954b,
956a, b, c, 1958, 1960). Przyjęcie, że żaden z trzonów krystalicznych Kar-
at Wewnętrznych nie jest autochtoniczny, wynika również z wysuwa-
ego czasem założenia (Uhlig 1903, Schaffer 1938, Guzik in Kotański 1958b
Mahel 1959a, b), że serie reglowe powstawały w przestrzeniach między
ierchowymi (obalovými) seriami gór trzonowych. Za możliwością taką
rzemawiają pewne przesłanki paleogeograficzne (Kotański 1958b), jed-
ak stwierdzone dotychczas fakty tektoniczne przemawiają przeciw niej.
V Tatrach wyklucza tę możliwość — zdaniem Andrusova (1959a) — fakt,
: płaszczowina kriżniańska tworzy limb obejmujący cały masyw wier-
ıowy. Wykraczanie rozwiniętych fałdów wierchowych poza południową
ranicę dzisiejszych Tatr — na obszar Liptowa i Spisza, również prze-
awia przeciw tej teorii, gdyż wtedy nie zostaje już miejsca na serie
glowe między seriami wierchowymi Wysokich i Niżnych Tatr.

K. Birkenmajer (1958b, 1959d, 1960) na swych schematach tekto-
cznych również przyjmuje bardzo znaczne przesunięcie trzonu krysta-
cznego Tatr ku północy pod wpływem ruchów tangencjalnych od po-
dnia; takież przesunięcia przypisuje on również wgłębnemu trzonowi
odhala. Przesunięcia takie odbywały się według niego, zarówno w fazie
bhercyńskiej, jak i laramijskiej. W nowym schemacie Birkenmajera

(1959d, 1960) uderza natomiast przyjęcie, że seria wierchowa odkłuła si od swego podłoża krystalicznego i przesunęła się daleko ku północy w fa zie laramijskiej, przykrywając zupełnie serię egzotykową i docierając a do Pienińskiego Pasa Skałkowego — do serii haligowieckiej. O ile fak przesunięcia ku północy serii haligowieckiej, uznanej ostatnio (1959a) prze Birkenmajera za serię skałkową, jest bezsporny, to nie ma dowodów na ta dalekie przesunięcie serii wierchowej ku północy, jak to przyjmuje o w swym schemacie rysunkowym (1959d, 1960). Nie pisze on w tekści jak wyobraża sobie mechanizm takiego przesunięcia, z jego rysunku wy gląda to jednak na jakieś generalne odkłucie wierchowej pokrywy osa dowej od trzonu krystalicznego i jej daleką wędrówkę ku północy. Ja wiadomo, w Tatrach nie ma żadnych dowodów na to, by nastąpiło w ogól takie przesunięcie, a tym mniej w fazie laramijskiej, jak to przedstaw Birkenmajer.

Takie ujęcie wynikało zapewne ze stwierdzonego na Poważu nasu wania się serii manińskiej i płaszczowiny choczańskiej na serie skałkow Nie można jednak przenosić stosunków z Poważa na Podhale, gdzie w gó nej kredzie istniała zupełnie odmienna sytuacja paleomorfologiczna i tek toniczna. Zupełnie prawidłowo natomiast ujmuje Birkenmajer zagadnie nie pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej i egzotykowej, uważa jąc je za pokrywę osadową wgłębnego trzonu krystalicznego Podhala o wy kształceniu facjalnym pośrednim między seriami wierchowymi a skałko wymi. Do zagadnienia tego powrócę jeszcze przy omawianiu pozycji paleo geograficznej serii wierchowych (Część II i III).

D. Andrusov (in Matějka & Andrusov 1931) stwierdził, że poniewa cały trzon krystaliczny tatrzański nie jest tubylczy, nie można nazwa jego pokrywy osadowej serią tubylczą (autochtonem), i proponuje dla t serii nazwę „seria Tomanowej". Z ujęciem tym zgodzili się późniejsi auto rowie, a E. Passendorfer (in Regionalna Geologia Polski 1951) podkreśla jąc, że seria ta ma najpełniejszy rozwój w masywie Kominów Tylkowyc proponuje dla niej nazwę „seria Kominów Tylkowych." Określenie t przyjęło się ostatnio powszechnie (Kotański 1959d), choć S. Sokołows (1960, 1961) woli stosować kompromisowy termin „seria Tomanowej — Kominów Tylkowych".

Należy jeszcze raz podkreślić, że przesunięcie całej tatrzańskiej ser wierchowej wraz z trzonem krystalicznym nie jest wcale udowodnion lecz gdyby nawet tak było, to w stosunku do trzonu tatrzańska ser spągowa (wyrażenie używane często przez Rabowskiego 1959) jest ni wątpliwie autochtoniczna i nic nie przeszkadza w nazywaniu jej ty mianem. Gdyby bowiem stosować ściśle termin „autochtoniczny", sądz że niewiele serii skalnych na Ziemi można by tak nazwać. Poniewa

ednak, jak się okazuje z rozważań paleogeograficznych (Część II), atrzańska seria spągowa jest bardzo zróżnicowana i składa się w istocie wielu serii, lepiej jest zrezygnować z obu terminów (seria Tomanowej Kominów Tylkowych) w ich dotychczasowym znaczeniu i stosować awne określenie „tatrzańskie autochtoniczne (lub tubylcze) serie wiernowe". Do zagadnień tych powrócę jeszcze w Części II.

Okres górnokredowy i ruchy laramijskie

Od tego, czy szariażowi reglowemu przyznamy wiek subhercyński czy ramijski, zależy również wiek żwirowisk jakie — zdaniem E. Passenorfera (1958, 1959 a, b, 1960) — pokrywały Tatry i północną część Karat Centralnych przed transgresją morza eoceńskiego. Jeśli płaszczowiny okryły Tatry w fazie subhercyńskiej, to były to żwirowiska senońskie, eśli jednak stało się to dopiero w fazie laramijskiej (co jest jednak sprzeczności ze znanymi dotychczas faktami), to mogą one być najwyej paleoceńskie.

Bardziej prawdopodobny wydaje się obraz przedstawiony przez assendorfera, że w senonie północna część Karpat Centralnych była wyurzona, a rzeki niosły materiał żwirowy z Weporydów i Gemerydów. onieważ wiadomo jest, że potężnym źródłem materiału klastycznego przedlaramijskiej osłonie pasa skałkowego był w senonie wgłębny mayw Podhala (Birkenmajer 1958b, 1960), nie jest wykluczone, że dostarzał on materiału również i dla rzek płynących w kierunku południowym. wirowisk tych należy oczekiwać pod fliszem podhalańskim w depresji odtatrzańskiej, do której spłynęły w fazie subhercyńskiej płaszczowiny glowe, częściowo ją zapełniając. Masyw Podhala został wyniesiony, pobnie jak guz tatrzański (w szerokim znaczeniu tego terminu) w fazie bhercyńskiej i stanowił aż do ruchów fazy laramijskiej i do eocenu erwszorzędny elewacyjny element longitudynalny. Rozległą depresję ngitudynalną stanowiła wtedy natomiast depresja podtatrzańska, zapelona wkrótce przez płaszczowiny reglowe (tabl. III).

Morfologia Tatr i Podhala po nasunięciu płaszczowin reglowych ła zupełnie odmienna od dzisiejszej. Tatry tworzyły najbardziej północ część niezbyt silnie wyniesionego lądu Karpat Centralnych, oblewago przez morze senońskie, wkraczające w głąb niego rozległymi zatomi. Utworzona w fazie subhercyńskiej depresja podtatrzańska została pełniona przez płaszczowiny reglowe. Jest prawdopodobne, że została a częściowo zalana przez morze senońskie, a w każdym razie można spodziewać odnalezienia w niej osadów klastycznych pochodzących

z niszczenia masywu Podhala i z Tatr. Jeszcze dalej na północ wznosi się masyw Podhala, który miał wówczas zapewne bardziej urozmaicona morfologię niż guz tatrzański i był źródłem materiału osadzanego w se- nońskim basenie morskim Pienińskiego Pasa Skałkowego.

W fazie laramijskiej nastąpiło sfałdowanie serii skałkowych wra: z osłoną przedlaramijską (Birkenmajer 1958b, 1960). Należy również przy jąć, że wówczas właśnie obniżył się masyw Podhala, a na południe oc Tatr powstały wklęsłości Spisza i Liptowa, które zostały później wypeł nione morzem eoceńskim. Tatry, podobnie jak i inne masywy trzonow Karpat Wewnętrznych pozostały wypiętrzone, a być może nawet jeszcz bardziej zostały wyniesione i nadal podlegały wietrzeniu i denudacj Jest bardzo prawdopodobne, że z tą właśnie fazą wypiętrzeń wiązać na leży bardzo strome ustawienie fałdu Giewontu w depresji Goryczko wej — stromsze, niż to wynika z potrzeb i założeń teorii spływania i ze ślizgów grawitacyjnych.

W świetle tych rozważań można uznać czerwone zlepieńce z Dolin Kościeliskiej i Hrubego Regla uważane przez J. Wyczółkowskiego (1956 za lądowe, a które ostatnio K. Guzik (in Przewodnik XXXII Zjazd PTG ... 1959) uważa za dolnoeoceńskie lub nawet za górnokredowe — najwyżej za paleoceńskie lub dolnoeoceńskie — a w każdym razie pola ramijskie. Po ruchach laramijskich erozja w Tatrach usuwała jeszcze na dal pokrywę reglową, co jasno wynika z analizy postępów transgres środkowoeoceńskiej (Passendorfer 1951), nie docierając jeszcze prawi zupełnie do serii wierchowej. W wyjątkowych tylko przypadkach eoce transgreduje wprost na trzon krystaliczny (Zadnie Koszarzyska w Ta trach Zachodnich — Kuźniar 1910, Limanowski 1910a, Passendorfer 195 1958).

Zdaniem D. Andrusova (1959a) nie ma podstaw do twierdzenia, ż z początkiem transgresji środkowoeoceńskiej Tatry były wyspą. Jak wy nika jednak z badań E. Passendorfera (1951, 1958, 1959 a, c, 1960) ora z przytoczonych powyżej rozważań, nie jest możliwe, by morze eoceński zalało od razu cały obszar Karpat Centralnych. Morze to zalało najpier obniżenie utworzone w czasie laramijskiej fazy ruchów, a następnie stop niowo transgredowało na miejsca wyniesione, m.in. na wyspę tatrzańsk na której rosła opisywana od dawna podzwrotnikowa flora. Wyspa t jak wynika z badań J. Gołąba (1959) była stopniowo zalewana, a eroz sięgała już wówczas na wielkich przestrzeniach Tatr aż do trzonu kryst licznego. Wkrótce została ona być może zalana zupełnie (Radomski 195 1959), a na wielkich obszarach Karpat Centralnych tworzą się fliszow osady eoceńskie (tabl. III).

MECHANIZM POWSTANIA FAŁDÓW WIERCHOWYCH I PŁASZCZOWIN REGLOWYCH W TATRACH I KARPATACH CENTRALNYCH W ŚWIETLE TEORII PRĄDÓW KONWEKCYJNYCH I SPŁYWANIA GRAWITACYJNEGO

Z faktów przedstawionych w poprzednich rozdziałach wynika, że istnieją poważne argumenty przemawiające za przyjęciem, iż longitudynalne i transwersalne undulacje gmachu tatrzańskiego powstały w wyniku nierównomiernego wypiętrzania pewnej części Karpat Centralnych. Dopiero po ich powstaniu utworzyły się fałdy wierchowe w wyniku grawitacyjnego spływania mas skalnych do depresji transwersalnych. Fałdy te spływały bez przykrycia mas reglowych, które dopiero później dotarły do guza tatrzańskiego, a przy jego przekraczaniu zdygitowały się i spłynęły grawitacyjnie do rowu podtatrzańskiego. Wszystkie te zjawiska odbywały się na powierzchni, a towarzyszyły im procesy erozji i denudacji.

Stwierdzony w Tatrach mechanizm ruchów górotwórczych znajduje najlepsze wytłumaczenie i uzasadnienie teoretyczne w teorii prądów konwekcyjnych i spływania grawitacyjnego.

Swobodnemu spływaniu grawitacyjnemu dużą rolę przypisywali pierwsi twórcy teorii płaszczowinowej, tacy jak H. Schardt (1893) i M. Lugeon (1896). W okresie bujnego rozwoju teorii pozageosynklinalnych nacisków tangencjalnych i wędrówki kontynentów została ona zupełnie zaniechana, mimo wysunięcia przez E. Haarmanna (1930) teorii (nawiązującej do wcześniejszych idei Ampferera — 1906), która tłumaczy poziomy ruch mas skalnych podniesieniem się pod wpływem prądów wgłębnych geotumoru, z którego pod wpływem grawitacji masy skalne ześlizgują się w niższe miejsca.

Nowoczesna teoria spływania grawitacyjnego zrodziła się w Alpach Zachodnich (Schneegans 1938, Gignoux & Moret 1938, Gignoux 1948 a, b. 1950, 1953), Lombard 1940, Lugeon & Gagnebin 1941, Lugeon 1941, Goguel 1946).

Koncepcja ta w dziedzinie zjawisk wgłębnych opiera się na teorii prądów konwekcyjnych zrodzonej w związku z badaniami współczesnych łuków wysp (Vening-Meinesz 1936, 1948, Hess 1938, Bemmelen 1950, 1955) i uwzględnia zasadnicze znaczenie ruchów pionowych jako przyczyny powstania powierzchniowych struktur fałdowych i płaszczowinowych, bez szukania źródeł sił tangencjalnych poza geosynkliną. Pod tym względem jest ona zatem przeciwstawieniem klasycznej teorii płaszczowinowej Arganda i Stauba, a wykazuje pewne cechy wspólne (przypisywanie dużego znaczenia ruchom pionowym) z teoriami górotwórczymi geologów radzieckich.

W Karpatach Wewnętrznych przyjęcie teorii spływania grawitacyj-

nego jest nie tylko jedną z możliwości, ale jest po prostu koniecznością. Teoria pozageosynklinalnych nacisków tangencjalnych nie tłumaczy wielu faktów, a jako teoria górotwórcza w Karpatach utrzymuje się jeszcze od czasu, gdy tylko w oparciu o nią można było wyjaśnić istnienie płaszczowin.

Tymczasem, jak to starałem się uwypuklić w zarysie rozwoju poglądów na powstanie gmachu tatrzańskiego, w tatrzańskich badaniach geologicznych istnieją stare tradycje, pochodzące częściowo jeszcze do Limanowskiego, ujmujące powstanie płaszczowin w sposób bliski do teorii spływania grawitacyjnego. Od czasów Rabowskiego (1931 a, c) przyjmowano, że fałdy wierchowe powstały bez pokrywy reglowej, a fałd Giewontu spłynął do depresji Goryczkowej (por. Sokołowski 1961b). Idea powierzchniowego fałdowania poprzedzonego erozją nie jest w Tatrach niczym obcym (por. np. Sokołowski 1948, 1958). Po wojnie o spływaniu grawitacyjnym płaszczowin reglowych pisał B. Halicki (1954). Dotychczas zasadniczych podstaw do przyjmowania teorii spływania grawitacyjnego nie było jednak, głównie z powodu słabego stanu poznania wieku i sposobu powstania undulacji transwersalnych. Dopiero wypełnienie tej luki pozwoliło na wysunięcie tej teorii w oparciu o fakty realnie istniejące w Tatrach.

Zgodnie z teorią prądów konwekcyjnych i spływania grawitacyjnego powstanie Karpat Centralnych w wielkim skrócie można sobie wyobrazić w sposób następujący.

W fazie subhercyńskiej w centralnej części geosynkliny karpackiej, w ojczyźnie płaszczowin reglowych, w wyniku istnienia określonego systemu prądów wgłębnych powstały nabrzmienia (geotumory), na zboczach których zaczęły rozwijać się spływy grawitacyjne. Geotumory te (fale nabrzmień) zaczęły migrować ku północy, powodując przesuwanie się ku północy płaszczowin reglowych. Jest prawdopodobne, że nabrzmienia reglowe powstały nieco wcześniej niż wierchowe, które istniały już jednak przed dotarciem do nich płaszczowin reglowych

Na zboczach geotumorów wierchowych, silnie zundulowanych (np. guz tatrzański), powstały grawitacyjne fałdy wierchowe, które wypełniły depresje transwersalne jeszcze bez pokrycia mas reglowych. Płaszczowiny reglowe przy przekraczaniu guzów wierchowych zdygitowały się i spłynęły grawitacyjnie do zagłębień znajdujących się na północ od nich.

Jednym z subhercyńskich geotumorów był masyw Podhala, z którego spłynęły grawitacyjnie płaszczowiny skałkowe. Masyw Podhala nie został przykryty przez płaszczowiny reglowe, które wypełniły tylko depresje podtatrzańską.

Dalej ku północy fala nabrzmień zapewne wygasła, gdyż — według

dotychczasowych danych — faza subhercyńska nie zaznaczyła się wyraźnie w Karpatach fliszowych.

W fazie laramijskiej w Karpatach Wewnętrznych powstały deniwelacje i zapadliska, umożliwiające wtargnięcie morza paleogeńskiego. W fazie tej został po raz wtóry pofałdowany Pieniński Pas Skałkowy oraz zapadł się masyw Podhala.

Faza sawska zaznaczyła się w Karpatach Wewnętrznych tylko lekkim sfałdowaniem fliszu paleogeńskiego oraz powstaniem zapadlisk i masywów Karpat Centralnych w ich dzisiejszym znaczeniu. Fala nabrzmień dotarła już wtedy do Karpat Zewnętrznych, gdzie również powstanie płaszczowiny fliszowych można w wielu przypadkach tłumaczyć spływaniem grawitacyjnym. Na nasuwanie się płaszczowiny magurskiej na powierzchnię erozyjną zwracali uwagę ostatnio K. Tołwiński (1956) H. Kozikowski (1958) oraz K. Skoczylas-Ciszewska (1960), a — według S. Dżułyńskiego (1953) — płaszczowiny fliszowe spłynęły grawitacyjnie daleko na swe przedmurze, dopasowując się do jego struktury. Po fazie spływania grawitacyjnego istniały jeszcze zróżnicowane diapirowe ruchy wynoszące (np. strefa lanckorońsko-żegocińska) oraz powstały strefy wsysania (np. Pieniński Pas Skałkowy), a wreszcie nastąpiło izostatyczne wynoszenie Karpat w młodszym neogenie.

SAWSKIE WYNIESIENIE MASYWU TATRZAŃSKIEGO ORAZ ETAPY EROZJI TATR W NEOGENIE I PLEJSTOCENIE

Od czasu słynnej dyskusji Limanowskiego (1910a, 1911b) z W. Kuźiarem (1911), do której ostatnio nawiązał E. Passendorfer (1951), wiadono jest, że pochylenie ku północy warstw eoceńskich w Tatrach jest vywołane wyniesieniem poeoceńskim. Według Rabowskiego (1931a) nahylenie mas wierchowych i reglowych podczas ich fałdowania nie było ak strome jak dziś, a płaszczyzny nasunięć były wówczas prawie poziome. 'ego zdaniem powierzchnia transgresywna eocenu została kopułowato wyięta pod wpływem sił działających tangencjalnie. Zarówno Limanowski ak i Rabowski uważali, że jeszcze w czasie ruchów poeoceńskich doszło o ześlizgów grawitacyjnych w masach wierchowych i reglowych. Rabowki nie przytoczył jednak żadnego przykładu przefałdowania mas reglorych wspólnie z eocenem tatrzańskim, a Limanowski takich przefałdowań opatrywał się na południe od Zuberca.

O sawskim wieku poeoceńskiego wyniesienia Tatr pierwszy zaczął isać K. Birkenmajer (1958b, 1959d, 1960) i D. Andrusov (1959 a, b), opieając się na stosunkach stwierdzonych w Pienińskim Pasie Skałkowym, dzie istnieją możliwości precyzyjnego wyznaczenia wieku tych ruchów.

Natomiast S. Sokołowski (1959a, 1960a), opierając się na faktach stwierdzonych w samych tylko Tatrach nadal mówi o wyniesieniu poeoceńskim.

Należy podkreślić, że na razie nie ma dowodów kopułowatego wygięcia samego tylko masywu tatrzańskiego w jego dzisiejszych granicach. Możliwe, że były wtedy wynoszone całe Karpaty Centralne, a w związku z tym w wyniku napięć tensyjnych utworzyły się takie zapadliska jak Kotlina Spiska, Liptowska, czy Turczańska. Od południa bowiem masyw tatrzański jest ucięty dyslokacją podtatrzańską, a kontakt eocenu nie jest tu wcale transgresywny, jak to ma miejsce na północnym zboczu Tatr. Takie przypuszczenie nasuwa się przy analizie tektonicznych profilów S. Sokołowskiego przez Tatry (1958, 1959a).

Wydaje się, że obecne pochylenie fałdów wierchowych w Tatrach jest niemal takie, jakie mogło być podczas ich fałdowania. Ogólnie przyjmuje się (Sokołowski 1959a. Andrusov 1959a), że od tego pochylenia należy odjąć upad eocenu, co daje w efekcie prawie zupełnie poziome ułożenie fałdów wierchowych i płaszczowin reglowych. Z punktu widzenia teorii spływania grawitacyjnego nawet tak małe nachylenie wystarcza do tego, by ruch taki powstał. Ponieważ jednak w tektonice serii wierchowej i reglowej obserwuje się wiele przejawów również i ześlizgnięć grawitacyjnych wydaje się, że to pochylenie mogło być jednak nieco mniejsze. Wyniesienie wcale zresztą nie musiało być kopułowate — mogło to być tylko jakieś odnowienie linii tektonicznej np. na fleksurze brzeżnej.

Wyniesienie sawskie mogło spowodować przefałdowanie mas reglowych z eocenem. Wywody Limanowskiego, który doszukiwał się takich struktur na południe od Zuberca, zostały zakwestionowane jeszcze przez W. Kuźniara (1911), do obecnej chwili kwestia ta jest jednak niewyjaśniona definitywnie. Nie są również wykluczone zluźnienia mas wierchowych lub reglowych podczas ruchów wynoszących. Rabowski (1931a) który zwracał na to uwagę, nie przytoczył jednak ani jednej struktury tego typu. Żadnych przykładów przefałdowania lub zluźnienia nie przytacza również S. Sokołowski (1959b), który wykonał szczegółowe zdjęcie eocenu tatrzańskiego. Natomiast doc. K. Guzik (informacja ustna) uważa że przefałdowania serii reglowej z eocenem można się dopatrzeć w okolicy doliny Filipki.

Dyslokacja podreglowa w generalnym znaczeniu jakie jej przypisuje J. Gołąb (1959) nie istnieje, gdyż w pewnych miejscach flisz eoceński transgreduje bezpośrednio na dolomity reglowe bez pośrednictwa serii nummulitowej (Passendorfer 1959a, 1961).

Być może jednak, że miejscami nastąpiło zluźnienie i odkłucie się fliszu Podhala na granicy z bardziej sztywnymi skałami warstw nummulitowych i serii reglowych, w związku z sawskim wynoszeniem masywu

tatrzańskiego. Również i tektonika samego fliszu podhalańskiego może być wyjaśniona spływaniem grawitacyjnym związanym z dźwiganiem się Tatr. Pierwsze impulsy takich ruchów dźwigających zaznaczyły się zresztą powstaniem podmorskich ześlizgów grawitacyjnych jeszcze w eocenie (Gołąb 1954).

F. Rabowski (1931 a, c, 1959) przypisywał poeoceński wiek wygięciu powierzchni ślizgowej fałdu Giewontu na Kopie Kondrackiej, co istotnie wydaje się bardzo prawdopodobne.

Nie wydaje się możliwe, by wyniesienie masywu tatrzańskiego było spowodowane siłami tangencjalnymi działającymi od południa. Eocen na północ od Tatr zapada spokojnie ku północy i na pewno nie jest podfałdowany pod masyw tatrzański. Nie jest też prawdopodobne, by masy reglowe i wierchowe wędrowały w czasie ruchów sawskich pod pokrywą fliszu podhalańskiego ku północy i doszły do pasa skałkowego, co demonstruje K. Birkenmajer na swym schemacie powstania tektoniki pas skałkowego (1959d, 1960).

Nie można wyłączyć, że pewne zasadnicze subhercyńskie struktury longitudynalne i transwersalne zostały odmłodzone w sawskiej fazie ruchów. Takich dawnych założeń elewacyjnych doszukiwał się B. Halicki (1954) w strukturach fliszu podhalańskiego. Masyw Drużbaków może leżeć na skrzyżowaniu dawnej elewacji longitudynalnej wgłębnego masywu Podhala z transwersalną elewacją leżącą na wschód od masywu tatrzańskiego i na wschód od depresji Pienin.

W młodszym trzeciorzędzie i w czwartorzędzie Tatry zostały poddane intensywnej denudacji. O jej przebiegu możemy sądzić z obserwacji morfologicznych (Romer 1929, Halicki 1930, Klimaszewski 1950, 1959, Kotański 1958a), bowiem osadów z tego okresu w Tatrach prawie nie ma.

W miocenie Tatry pokryte jeszcze były zapewne w znacznej części fliszem, co wynika z analizy żwirów Domańskiego Wierchu (Birkenmajer 1954). Przypuszczenie to opiera się na założeniu, że żwiry Domańskiego Wierchu pochodzą z Tatr, co nie jest jednak udowodnione (Kotański 1958), gdyż w miocenie rzeki płynące z Tatr mogły po prostu omijać ten rejon i płynąć tak jak dziś, wprost w stronę Pienin.

Plioceńskie osady Mizernej złożone są w znacznej części ze żwirów granitowych podobnych do współczesnych osadów Dunajca (Birkenmajer op. cit.), świadczących o powszechnym dotarciu erozji do trzonu krystalicznego, szczególnie w Tatrach Wysokich. Można jednak przypuszczać, że w innych miejscach Tatr istniała jeszcze wtedy pokrywa fliszu eoceńskiego.

Ani w morenach plejstoceńskich, ani w żwirach z tego okresu nie ma już wcale materiału fliszowego pochodzącego z Tatr. Należy zatem

sądzić, że ostatnie strzępy osadów fliszowych w Tatrach zostały zerodowane podczas starszego plejstocenu.

Fragmentów skał fliszowych nie ma już również w żwirowiskach najstarszych jaskiń badanych przez Z. Wójcika (1960). W czasie ich powstawania w Tatrach nie było już zatem pokrywy fliszowej w wyższych partiach. Badania E. Passendorfera (1958), autora (1959d) i Z. Wójcika (1960) pozwalają posunąć naprzód nasze wiadomości o etapach erozji i odkrywaniu coraz głębszych części masywu tatrzańskiego w młodszym neogenie i w starszym czwartorzędzie.

Badania morfologiczne (Halicki 1930, Klimaszewski 1959), a ostatnio speleologiczno-geologiczne (Rudnicki 1958, Wójcik & Zwoliński 1959, Wójcik 1950), pozwalają również wnioskować o etapach wynoszenia masywu tatrzańskiego w okresie trzeciorzędu i czwartorzędu, które nie ustaje zresztą do dziś.

Część II

Rekonstrukcja paleogeografii serii wierchowej

ZAŁOŻENIA METODOLOGICZNE

Od chwili wprowadzenia przez M. Lugeona (1903) do tektoniki Tatr płaszczowinowej teorii ich budowy stało się jasne, że płaszczowiny reglowe i fałdy wierchowe pochodzą z południowej strony Tatr. M. Limanowski (1910, 1911a, 1912) dowodził, że „wielki fałd Czerwonych Wierchów" wiąże się z autochtonem skrętem korzeniowym. Od tego czasu wiadomo jest, że obszar sedymentacji tego fałdu rozpościerał się na południe od umiejscowionego przez niego skrętu korzeniowego. W. Kuźniar (1911) w swej polemice z Limanowskim podał pierwsze liczby tego przesunięcia. Jego zdaniem Kopa Magury znajdowała się pierwotnie o 3,5 km na południe od osi skrętu (przyjmowanego wówczas na linii Dolina Cicha — Dolina Tomanowej), Giewont o 5,8 km, a rejon Przełęczy Siwarowej — o 7,9 km. Oczywiście liczby te są obecnie nieobowiązujące, gdyż 1° według późniejszych wyobrażeń skręt korzeniowy najniższego fałdu wierchowego znajduje się dalej na południu (Wielka Kopa Koprowa — Świderski 1922), 2° Kuźniar przyjmował za Limanowskim, że w masywie Czerwonych Wierchów jest tylko jeden fałd wierchowy, a miejsca podane przez niego odnoszą się do fałdu Giewontu, 3° przy obliczaniu przesunięcia nie brał on pod uwagę wszystkich komplikacji tektonicznych i nie opierał się na rozwijaniu konkretnie istniejących sfałdowań, lecz — jak sam podaje — wskaźnikiem długości przebytej drogi było dla niego większe lub mniejsze wytłoczenie.

W. Kuźniar (1911) obliczył również pierwszy przesunięcie fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej, które wynosi — jego zdaniem — 7,5 km.

Kuźniar zwraca również uwagę, że w tej rekonstrukcji tekonicznej ważne wskazówki można by uzyskać z badań petrograficznych, gdyby udało się zidentyfikować, z którego miejsca trzonu pochodzą skały krystaliczne jąder fałdów wierchowych.

Jest rzeczą jasną, że tego rodzaju rozważania mogły się oprzeć na trwalszych podstawach dopiero wtedy, gdy została dokładnie zbadana budowa pasma wierchowego w Tatrach. Stało się to głównie w wyniku badań Rabowskiego (1922, 1925, 1931a). Głównym jego osiągnięciem było udowodnienie, że w depresji Goryczkowej — Jawora istnieją dwa fałdy wierchowe, przez które wykonał on szereg przekrojów i zanalizował w szczegółach ich budowę. Materiał dowodowy i ilustracyjny do tych przekrojów został udostępniony dopiero po opracowaniu rękopiśmiennych materiałów Rabowskiego (1959), a kartograficzną syntezę jego badań stanowią mapy pasma wierchowego w skali 1 : 20000 (Rabowski 1955) i w skali 1 : 10000. W zdjęciach Rabowskiego istniały pewne luki, które zostały częściowo wypełnione przez badania młodych geologów powojennych (Lefeld, Jaroszewski, Wójcik, Głazek — in Kotański 1959d).

Profile Rabowskiego uległy dalszemu sprecyzowaniu po ustaleniu stratygrafii triasu (Kotański 1959 a, b), co pozwoliło na ustalenie przynależności tektonicznej wielu jednostek oraz na stwierdzenie, czy dana seria znajduje się w położeniu normalnym, czy odwróconym. Duże znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych miało również ustalenie, że górne skrzydła fałdów przesuwały się po „skrzydłach brzusznych" oraz że fałdy wierchowe tylko częściowo są fałdami z przefałdowania, a w dużej mierze są fałdami z odkłucia (Kotański 1959d).

W rezultacie, przy całej ich precyzji, profile Rabowskiego nie mogły być podstawą rekonstrukcji paleogeograficznej. Oparta ona została na nowych przekrojach tektonicznych (tabl. V-VII), na których zostały naniesione nowe ogniwa stratygraficzne, poczynione zostały liczne korekty w tektonice oraz została uwzględniona zmienność facjalna (również i w depresjach transwersalnych), co stało się podstawą wydzielenia nowych serii wierchowych oraz całej rekonstrukcji paleogeografii.

Pewne osiągnięcia tektoniczne i kartograficzne można również zanotować w słowackiej części Tatr, gdzie zostały zbadane obszary nie opracowywane dokładniej od czasów Uhliga (Andrusov 1950, Gorek 1950, 1955, 1958). Badania te są podsumowane przez D. Andrusova (1959a), który wysunął również szereg nowych interesujących zagadnień tektonicznych z zakresu budowy i mechanizmu powstania gmachu wierchowego.

D. Andrusov (1950) podjął również wysunięte przez W. Kuźniara

(1911) zagadnienie identyfikacji skał z jąder krystalicznych fałdów wierchowych. Stwierdził on, że granity jąder krystalicznych fałdów wierchowych w masywie Szerokiej Jaworzyńskiej są tak charakterystyczne (obfitość różowych pegmatytów), że muszą one pochodzić z obszaru leżącego dziś na południe od południowego brzegu trzonu krystalicznego Wysokich Tatr, gdyż dziś w trzonie granitów tego typu w ogóle nie ma.

Należy jednak zauważyć, że taka lokalizacja nie jest pewna, gdy charakterystyczne granity jąder fałdów wierchowych mogą pochodzi z tych miejsc trzonu krystalicznego, które później uległy denudacji.

Podsumowanie dotychczasowych badań tektonicznych stanowią syntetyczne ujęcia S. Sokołowskiego (1959a, 1960).

Założenia tektoniczne, na których opiera się przedstawiona tuta rekonstrukcja paleogeograficzna, zostały omówione w I części. Zostało w niej jaśniej oświetlone zagadnienie longitudynalnych i transwersalnych depresji i elewacji Tatr, stosunek fałdów wierchowych do tych elewacj i ich zasięg oraz szereg zagadnień z zakresu mechaniki fałdowań i chronologii ruchów. Bez udowodnienia lub przyjęcia pewnych podstawowych założeń tektonicznych rozwinięcie sfałdowań wierchowych byłoby w ogól niemożliwe.

Sama technika odfałdowania polega na dokładnej analizie przekrojów tektonicznych przez pasmo wierchowe, które zostały przedstawion na tablicach V, VI i VII. Analiza mapy w skali 1 : 10000 daje przy rozwijaniu sfałdowań mniej dokładne wyniki, gdyż obraz odczytany z map obarczony jest zniekształceniami wywołanymi intersekcją ze skomplikowaną powierzchnią morfologiczną, przy czym wymiary pierwotne ulegaj zupełnemu zniekształceniu, a są możliwe do odtworzenia dopiero w wyniku analizy przekrojów tektonicznych.

Dlatego też wszelkie pomiary były dokonywane na przekrojach które — wobec głębokiego rozcięcia pasma wierchowego przez doliny — dają obraz w minimalnym stopniu zależny od subiektywnego ujęcia Przekroje te zostały natomiast uzupełnione hipotetycznie w ich głębszyc partiach, nie widocznych na powierzchni, co było spowodowane konieczności doprowadzenia serii autochtonicznej aż do fleksury brzeżne w miejscach, gdzie jest ona skryta pod fałdami wierchowymi, tzn. w depresjach transwersalnych.

Pierwszą czynnością, jaką należy wykonać, powinno być „zlikwidowanie" pochylenia sawskiego, tzn. sprowadzenie struktur wierchowyc do takiego położenia, jakie miały one w czasie transgresji morza eoceńskiego. Jak to wynika bowiem z rozważań przedstawionych w poprzec nim rozdziale, położenie fałdów wierchowych było raczej bardziej zbliżon do obecnego, niż do tego jakie można by odtworzyć przez odchylenie ic o kąt upadu eocenu, jak to się może pozornie wydawać. Ponieważ jedna

pochylenie warstw eocenu na północ jest faktem, należy wykonać kład wszystkich struktur wierchowych o określony kąt, różny w różnych punktach masywu wierchowego. Kąt ten musi być mniejszy od upadu eocenu na północnym brzegu Tatr, bowiem masyw tatrzański powstał dzięki pionowym ruchom wypiętrzającym, dzięki czemu kąt upadu warstw wzrastał przy brzegach masywu, gdzie zaszły również największe przesunięcia poziome ku północy; natomiast w centralnej części masywu wypiętrzenie pionowe było największe, jednak zmiana pochylenia warstw i przesunięcia poziome były najmniejsze. Dlatego przyjęcie kąta, o który należy obrócić warstwy wierchowe przy wykonywaniu kładu, jest zależne od założeń teoretycznych i przy rozwijaniu sfałdowań w różnych przekrojach przesunięcie było wyliczane osobno, zależnie od upadu eocenu na brzegu Tatr oraz w nawiązaniu do sąsiednich przekrojów.

Należy jeszcze zauważyć, że przy rekonstrukcji paleogeografii trzeba również wziąć pod uwagę przesunięcia równoleżnikowe, jakim podległy masy wierchowe na linii poszczególnych południków. Przesunięcia te były największe na krańcach Tatr, a najmniejsze w centralnej części masywu. Aby uwzględnić te przesunięcia, należy przed dokonaniem ostatecznej rekonstrukcji dokonać pewnych przesunięć profilów zestawionych na mapce (tabl. IV).

Aby dokonać kładu oraz dokonać odfałdowania sfałdowań autochtonu, należy ustalić linię odniesienia, która będzie osią obrotu oraz linią, od której będą odmierzane przesunięcia warstw autochtonu wierchowego przy jego rozfałdowywaniu.

Linia ta powinna być mniej więcej równoległa do kierunku dłuższej osi subhercyńskiego guza tatrzańskiego. W praktyce oznacza to równoległość do dłuższej osi sawskiego gmachu Tatr, który odziedziczył kierunek z okresu wynoszących ruchów subhercyńskich. Wyraża się to w tym, że przebieg łańcucha tatrzańskiego jest na ogół równoległy do kierunku subhercyńskich undulacji longitudynalnych, a prawie prostopadły do wergencji sfałdowań wierchowej pokrywy autochtonicznej.

Linia ta miałaby stały kierunek W-E i stosunkowo regularny przebieg, gdyby nie to, że w czasie ruchów subhercyńskich powstały również i undulacje transwersalne. One to właśnie spowodowały powyginanie tej pierwotnie względnie prostej linii, która w wyniku tego na elewacjach podnosi się i wygina ku północy, a w depresjach opuszcza się i wygina ku południowi.

Powstaje obecnie zagadnienie, w jakim punkcie na północnym gmachu tatrzańskim umieścić tę linię, by ją następnie prowadzić przez wszystkie depresje i elewacje?

Byłoby najlepiej umieścić linię odniesienia na dolnym skręcie depresji podtatrzańskiej. Postulat ten jest jednak niewykonalny, gdyż zupełnie

nie znamy kształtu stoku głębszych partii zbocza gmachu tatrzańskiego, ani nawet jego położenia. W rachubę wchodzi zatem tylko górny skręt depresyjny. Ponieważ jednak ten skręt nie zaznacza się prawie wcale na zboczach elewacji transwersalnych, niewątpliwie najlogiczniejsze będzie umieszczenie linii odniesienia na fleksurze brzeżnej zaznaczającej się w podłożu fałdów wierchowych w depresji Goryczkowej — Jawora oraz możliwej do umiejscowienia również i w depresji Szerokiej Jaworzyńskiej. W obu tych depresjach jest to krawędź stopnia depresyjnego, na którym nagromadziły się fałdy wierchowe, a więc jest to w każdym razie subhercyński, a nie sawski element strukturalny. Z depresji od krawędzi stopnia depresyjnego linia odniesienia została przedłużona na elewacje i inne depresje, w czym częściowo był pomocny przebieg i zasięg ku południowi płaszczowiny reglowej górnej, której ta linia się trzyma, jednak tylko w ogólnych granicach, a nie we wszystkich szczegółach. W ten sposób powstał obraz linii przedstawiony na tablicach I, IV i X.

Zrekonstruowana w ten sposób linia odniesienia stanowi coś w rodzaju poziomicy z okresu bardzo wczesnych subhercyńskich ruchów wynoszących, zundulowanej następnie transwersalnie. Linia ta nie jest natomiast wcale równoległa do kierunku mezozoicznej geosynkliny tatrzańskiej, co jasno wynika z przedstawionej poniżej rekonstrukcji paleogeograficznej. Jest to wynikiem tego, że kierunek fałdowań subhercyńskich był na ogół prostopadły do dłuższej osi geotumorów, lecz nie był równoległy do kierunku przebiegu struktur starokimeryjskich, które były przede wszystkim odpowiedzialne za przebieg stref facjalnych w jurze i kredzie. Dlatego właśnie musiałem zrezygnować z pierwotnego zamierzania rozwijania sfałdowań wierchowych prostopadle do przebiegu osi geosynkliny tatrzańskiej; kierunek ten wyszedł dopiero z tej rekonstrukcji i byłoby błędem metodologicznym przyjmowanie go z góry. Natomiast jedyna słuszna metoda rozwijania struktur tektonicznych i rekonstrukcji układu facji w pierwotnym basenie geosynklinalnym może polegać na odfałdowaniach wykonywanych prostopadle do przebiegu tych struktur.

Przekroje tektoniczne, zestawione na tablicach V-VII, zostały skonstruowane mniej więcej prostopadle do linii odniesienia lub równolegle do wergencji sfałdowań parautochtonicznych, a ich usytuowanie jest przedstawione na tablicy IV.

Przy tym układzie przekrojów zostało dokonane rozwinięcie sfałdowań autochtonu wierchowego oraz jego kład na powierzchnię poziomą, przy czym były dokładnie mierzone przy pomocy cyrkla (metodą kroczkową) wszystkie sfałdowania i zasięgi poszczególnych serii wierchowych (tab. 1). Następnie zostały pomierzone i rozwinięte fałdy wierchowe — każdy w kierunku, skąd spłynął lub ześlizgnął się do depresji transwer-

salnej, a wreszcie zostało ustalone przybliżone położenie porwaków wierchowych przywleczonych przez płaszczowinę reglową dolną.

Ostatnią fazą rekonstrukcji było wyprostowanie linii odniesienia. Tę operację można sobie wyobrazić jako wyciągnięcie powyginanej nitki leżącej na nierównej powierzchni. Ma to oczywiście na celu „zniwelowanie" wyniesienia sawskiego i laramijskiego oraz subhercyńskich undulacji transwersalnych. Przy tym rozciąganiu uległy przesunięciu względem siebie poszczególne przekroje, przy czym najdalej oddaliły się od środka profile skrajne, gdzie zsumowały się poszczególne przesunięcia, a najmniej — środkowe. Ponieważ środek takiej nitki wypadłby mniej więcej we wschodniej części depresji Goryczkowej — Jawora, co nie byłoby wygodne, punkt odniesienia ustaliłem nieco bardziej na wschodzie — na osi elewacji Koszystej (tabl. IV). Oznacza to, że owa nitka ciągnięta za dwa końce została przypięta szpileczką na tej właśnie osi, a od niej na obie strony odbywają się przesunięcia równoleżnikowe. Nieco ekscentryczne umieszczenie punktu odniesienia ma o tyle uzasadnienie, że Tatry Wysokie zostały bardziej wyniesione od Tatr Zachodnich.

Przy tym rozciąganiu nitki (linii odniesienia) przekroje ulegną przesunięciu nie tylko równoleżnikowemu, lecz także i południkowemu.

Ostateczny wynik tych wszystkich operacji został przedstawiony na mapce (tabl. X), która przedstawia położenie wierchowe jednostek tektonicznych i serii osadowych przed ich wyruszeniem z pierwotnego położenia i pofałdowaniem.

Rekonstrukcja ta przedstawia określony obraz paleogeograficzny tylko w odniesieniu do Tatr — do określonej powyżej linii odniesienia i do punktu odniesienia. Wszystkie te jednostki mogły się znajdować dalej na południe lub na północ, zależnie od tego jakie było i czy zachodziło w ogóle przesunięcie całego trzonu krystalicznego wraz z pokrywą wierchową w kilku kolejnych fazach ruchów i w zależności od tego, czy były to ruchy o charakterze tangencjalnym, czy też ruchy pionowe — wypiętrzające.

ROZWINIĘCIE SFAŁDOWAŃ WIERCHOWYCH W OPARCIU O SZCZEGÓŁOWE PRZEKROJE TEKTONICZNE

PRZEKRÓJ OSOBITEJ

(tabl. V, przekrój I)

Przekrój przez Osobitą skonstruował F. Rabowski (1933c), tłumacząc obserwowane tam różnice miąższości wytłoczeniami.

W przekroju tym układ warstw jest na ogół monoklinalny, a ich upad wynosi ogólnie 50-60° N. Znaczne różnice w miąższości poszczegól-

nych ogniw stratygraficznych są spowodowane istnieniem kilku okresów erozji, związanych z fazą przedanizyjską oraz z fazami kimeryjskimi. Upoważnia to do wyróżnienia tu dwóch odrębnych serii — Osobitej i serii bobrowieckiej. Na południe od Osobitej istnieją sfałdowania obejmujące trzon krystaliczny i werfen (fałdy Doliny Łatanej — por. tabl. I), jednak w samym masywie Osobitej sfałdowanie serii autochtonicznych nie jest specjalnie intensywne i mechanizm odfałdowania sprowadza się w zasadzie do wykonania kładu po obrocie wokół punktu odniesienia, umieszczonego na linii odniesienia na skłonie elewacji Osobitej na głębokości 500 m n.p.m.

Łuskę wierchową złożoną z liasu, doggeru, malmu, urgonu i albu, leżącą na autochtonicznym albie i cenomanie Osobitej, należy uznać za porwak wyrwany przez płaszczowinę reglową dolną ze strefy sedymentacyjnej serii Świerkul. Na podobieństwa te zwracał uwagę W. Jaroszewski (1957). Nie znaczy to jednak, że porwak ten stanowi dalszy ciąg fałdu Świerkul. Pozycja tej łuski została ustalona w przybliżeniu w oparciu o ustaloną pierwotną pozycję serii Świerkul (tabl. X).

PRZEKRÓJ KICZERA

(tab. V, przekrój II)

Na tej linii nie był dotychczas konstruowany przekrój.

W przekroju tym prowadzonym przez Kiczer na zachodnim zboczu Doliny Bobrowieckiej również mamy do czynienia z monoklinalnym układem warstw (60° N), przy dużych zmianach miąższości i lukach erozyjnych (seria bobrowiecka na powierzchni, a w głębi — seria Osobitej).

W grani Rakoń — Osobita krystalinik jest przefałdowany z werfenem (fałdy Doliny Łatanej), przy czym ilość synklin werfenu (3) została wzięta z mapki D. Andrusova (1959a, obr. 11). Wobec monoklinalnego ułożenia warstw został tu wykonany kład po obrocie wokół punktu odniesienia znajdującego się jeszcze na skłonie elewacji Osobitej w pobliżu depresji Bobrowca, poniżej 500 m n.p.m. Sfałdowania znajdujące się dalej na południe nie mają wpływu na wynik tej rekonstrukcji.

Tłumaczenie sfałdowań na zboczu Doliny Łatanej przez A. Michalika (195) w ten sposób, że cały masyw Osobitej jest nasunięty na niższą jednostkę, w której serie osadowe ograniczają się tylko do dolnego werfenu, nie znalazło potwierdzenia w nowszych opracowaniach geologów słowackich. Na mapce D. Andrusova (1959a) zaznaczonych jest kilka synklin werfenu w krystaliniku, co wyłącza taki sposób interpretacji tektoniki tego terenu, jaki podaje A. Michalik. Obecnie wracam zatem do pierwotnego ujęcia Kreutza i Rabowskiego (1933a), w nieco zmodyfikowanej formie.

PRZEKRÓJ BOBROWCA

(tabl. V, przekrój III)

Przekrój ten w powierzchniowej części oparty jest głównie na profilach Z. Wójcika (1959, fig. 5 i 6), z pewnymi zmianami, a uzupełniony został w części wgłębnej.

W przekroju tym obserwowany na powierzchni upad warstw autochtonicznych jest bardzo duży (Przełęcz Bobrowiecka 70-80° N), a ku północy uzyskuje nawet odwrócone położenie. W głębi warstwy są zapewne słabiej nachylone, stanowiąc podłoże wąskiej a długiej depresji Bobrowca, w której rozwinęły się trzy fałdy parautochtoniczne, silnie ścięte przez płaszczowinę reglową dolną (Wójcik 1959).

Występujące tu warstwy autochtonu i parautochtonu należą do serii bobrowieckiej (tabl. VIII), charakteryzującej się wielką miąższością seisu (ok. 400 m — Wójcik 1959), zupełnym brakiem środkowego triasu i transgresją górnego triasu na kampilu oraz obecnością retyku i liasu o dużej miąższości. W Dolinie Chochołowskiej nie ma odsłoniętego krynoidowego tytonu z *Pygope* i z limburgitami, jednak jest to spowodowane wytłoczeniem tych warstw, w wyniku czego bezpośrednio do niższego malmu przytyka alb. W dalszym ciągu istnieje jednak możliwość znalezienia krynoidowego tytonu i limburgitów w pewnych miejscach w Dolinie Chochołowskiej, a może nawet w Kościeliskiej.

W bardziej północnej i głębszej części profilu został wykonany kład wokół punktu odniesienia umieszczonego na progu depresyjnym, a dalej ku południowi zostały rozwinięte fałdy parautochtoniczne, w wyniku czego wypadło, iż ogniwa wchodzące w skład tych fałdów znajdowały się pierwotnie nad Grzesiem (Kończysta Turnia) i Długim Upłazem, skąd spłynęły grawitacyjnie do depresji Bobrowca w okresie powstawania guza tatrzańskiego w fazie subhercyńskiej.

Bardzo trudne jest uchwycenie związku między budową mas parautochtonicznych w depresji Bobrowca, a warstwami autochtonicznymi na stokach tej depresji w Dolinie Bobrowieckiej oraz w Dudzińcu, na prawym zboczu Doliny Chochołowskiej. W każdym razie wydaje się, że lias, dogger i malm w masywie Kopieńca Starorobociańskiego i Kominów Dudowych należą już do silnie wyniesionego zbocza elewacji Kominów Tylkowych, a parautochtoniczne fałdy z depresji Bobrowca stanowią element bardzo lokalny i wychodzą tu w powietrze.

Przy rozwijaniu sfałdowań punkt odniesienia został umieszczony na fleksurze brzeżnej depresji Bobrowca na głębokości ok. 400 m. n.p.m.

Całkiem osobno musi być ustalone położenie łusek wierchowych leżących na fałdach parautochtonicznych, a uznanych przez Z. Wójcika (1959) za porwaki płaszczowiny reglowej dolnej. Porwaki środkowego triasu, mające tam odwrócone położenie, były dotąd na ogół uważane za fałd Czerwonych Wierchów (Jaroszewski 1958, Wójcik 1959, Sokołowski 1959a), przy czym Wójcik podkreśla, że takie określenie przynależności tektonicznej tych porwaków wynika z faktu, że w Dolinie Chochołowskiej brak jest w ogóle osadów środkowego triasu, zerodowanych w karniku (Kotański 1956b).

W świetle proponowanego w tej pracy nowego ujęcia tektonicznego, odwrócone porwaki środkowego triasu w masywie Bobrowca trzeba zaliczyć do parautochtonicznego fałdu Kominów Dudowych, złożonego z potężnie rozwiniętych w nim osadów środkowego triasu serii Kominów Tylkowych, związanego w przekroju Kominów Tylkowych skrętem korzeniowym z autochtonem. Jak to doskonale jest widać na zboczu Kominów Dudowych, powierzchnia nasunięcia tego fałdu obniża się ku północy i zachodowi i celuje stąd wyraźnie na porwaki wierchowe w spągu płaszczowiny reglowej na zboczach Bobrowca. Z rekonstrukcji paleogeografii wynika, że seria Kominów Tylkowych z potężnie rozwiniętymi utworami środkowego triasu zajmowała bardziej południowe położenie niż seria bobrowiecka i stamtąd właśnie, z longitudynalnej elewacji Ornaku zostały porwane masy fałdu Kominów Dudowych przez przesuwające się nad nimi płaszczowiny reglowe.

Łuskę gnejsów w Żlebie pod Bobrowcem uważał F. Rabowski (1955, 1959) za jądro krystaliczne fałdu Giewontu, a S. Sokołowski (1959a, tabl. II) za jądro fałdu Czerwonych Wierchów. Z. Wójcik uznał te paralelizacje za niesłuszne, i uważa łuskę gnejsów i niższą od niej łuskę kajpru za samodzielne łuski wyższe od fałdów parautochtonicznych, jednak niższe od fałdu Czerwonych Wierchów.

Łuski te należy uznać również za porwaki płaszczowiny reglowej, wydarte ze strefy sedymentacyjnej bardziej południowej niż fałd Kominów Dudowych. Być może była to seria Świerkul, znajdująca się niegdyś na południe od serii Kominów Tylkowych. Dopiero później nastąpiło odgięcie i nasunięcie środkowego triasu fałdu Kominów Dudowych, który je obecnie przykrywa. Nasunięcie się porwaków z bardziej północnych serii wierchowych na porwaki pochodzące z bardziej południowych serii nie jest w gruncie rzeczy niczym dziwnym, a przyjęcie tego rodzaju następstwa wydarzeń wynika z rekonstrukcji paleogeograficzno-facjalnej oraz z faktu istnienia wyraźnej łączności wizualnej środkowego triasu ze zboczy Bobrowca z odwróconym triasem na Kominach Dudowych.

PRZEKRÓJ KOMINÓW DUDOWYCH
(tabl. V, przekrój IV)

Przekrój ten został skonstruowany w oparciu o istniejący profil Rabowskiego (1959, tabl. XXXIX) i mój (Kotański 1959a, tabl. VIII). W przekroju tym znajdują się warstwy z serii bobrowieckiej (brak środkowego triasu, transgresja liasu na werfenie). Warstwy te są dość silnie pofałdowane, a w górnej części masywu zaznacza się nasunięcie środkowego triasu (dolnego anizyku) na lias dochodzący niezgodnie do powierzchni nasunięcia. Ponieważ jest to część nasuniętego triasu, który na szczycie Kominów Tylkowych posiada wyraźną łączność ze środkowym triasem serii Kominów Tylkowych, należy przyjąć, że skręt korzeniowy tego płatu znajdował się niedaleko i w jego obrębie dokonało się przejście od serii bobrowieckiej do serii Kominów Tylkowych, wyróżniającej się obecnością środkowego triasu o ogromnej miąższości. Należy wątpić, by ten skręt był skrętem korzeniowym fałdu Czerwonych Wierchów, lub tym mniej fałdu Świerkul. Był to jakiś mniejszy fałd, który powstał na skrzyżowaniu longitudynalnej elewacji Ornaku z transwersalną elewacją Kominów Tylkowych, być może pod wpływem nasuwania się już mas reglowych (płat dolomitów choczańskich na Kufie). Fałd ten nazywam fałdem Kominów Dudowych. Bliższe dane o tym elemencie fałdowym znajdują się w opisie przekroju Kominów Tylkowych (tabl. V, przekrój V).

Z obrotu wokół punktu odniesienia umieszczonego na stoku elewacji Kominów Tylkowych na wysokości 400 m i rozwinięcia sfałdowań autochtonicznych wynika, że seria bobrowiecka w tym przekroju nie sięgała daleko na południe od dzisiejszych wychodni seisu w Dolinie Starorobociańskiej. Dalej na południe rozciągała się już strefa sedymentacji serii Kominów Tylkowych (tabl. X).

PRZEKRÓJ KOMINÓW TYLKOWYCH
(tabl. V, przekrój V)

Pierwszy, oparty na prawidłowej stratygrafii, przekrój skonstruował na tej linii F. Rabowski (1931a). W jego materiałach rękopiśmiennych znalazł się nowszy przekrój (Rabowski 1959, tabl. XXXIII), na którym oraz na własnych profilach (Kotański 1959a, tabl. I i III), oparłem się przy konstruowaniu tego przekroju, uzupełnionego w częściach wgłębnych, z uwzględnieniem zróżnicowania facjalnego.

Przekrój ten przecina elewację Kominów Tylkowych, która powstała na następujących elementach longitudynalnych (od południa): elewacji Smreczyńskiego (południowa część Ornaku), na depresji Czerwonych Żleb-

ków (synklina seisu na szczycie Ornaku) oraz na elewacji Ornaku (północna część Ornaku i masyw Kominów Tylkowych). Paralelizacje takie wynikają z ujęcia Rabowskiego (1925a, 1959), który werfen na Ornaku uznał za przedłużenie synkliny Doliny Smreczyńskiej Świderskiego (1922), która z kolei łączy się z synkliną (depresją) Czerwonych Żlebków. Rabowski sądził, że synklina albu na Kufie odpowiada skrętowi korzeniowemu Czerwonych Wierchów (1954b, 1959). Ujęcie takie, zrodzone w kręgu tradycyjnych koncepcji tektonicznych, było silnie zakorzenione w naszych wyobrażeniach i bardzo hamowało postęp w badaniach tektonicznych. Poza tym polegało ono na przenoszeniu pojęć odnoszących się do depresji transwersalnych na obszary elewacji, gdzie procesy tektoniczne miały zupełnie odmienny charakter.

Wiadomo jest jednak jeszcze z badań Świderskiego (1922), że korzenie fałdu Czerwonych Wierchów znajdują się o wiele dalej na południe — w masywie Wielkiej Kopy Koprowej (depresja longitudynalna Wielkiej Kopy Koprowej — tabl. I). Z drugiej znów strony, jeśli rozwijać konsekwentnie paralelizacje Rabowskiego z Doliną Tomanowej, to wówczas za jego antyklinę *a* (Rabowski 1952a, 1959) należy uznać antyklinę (elewację longitudynalną) Ornaku, wraz z seriami osadowymi masywu Kominów Tylkowych. Wtedy synklina albu z Kufy nie będzie odpowiadała skrętowi korzeniowemu fałdu Czerwonych Wierchów, lecz skrętowi korzeniowemu bardziej północnego fałdu, rozwiniętego na elewacji longitudynalnej Ornaku.

W świetle tych rozważań synklinę albu na Kufie można uznać za najbardziej północną synklinę (depresję longitudynalną) autochtonicznego gmachu Tatr, widoczną jednak tym razem w seriach osadowych, nie zaś w undulacjach trzonu krystalicznego (choć zaznacza się ona również i w ten sposób, co zostało uwidocznione na przekroju). Synklinę tę nazywam synkliną (depresją) lub skrętem Kufy. Natomiast nasunięty na nią fałd nazywam fałdem Kominów Dudowych. Fałd ten składa się z warstw środkowego triasu nasuniętych na szczycie Kominów Dudowych na lias, a łączących się z głównymi masami środkowego triasu skrętem korzeniowym widocznym pięknie w szczytowej części Rzędów (Kotański 1955a, 1959a), który jest skrętem Kufy zaznaczającym się w tym przypadku w warstwach środkowego triasu. Skręt korzeniowy tego fałdu zaznacza się również okalaniem albu przez malm na S od szczytowej grani Kominów Tylkowych.

Fałd Kominów Dudowych w obecnej swej postaci został utworzony pod wpływem nacisku nasuwających się mas reglowych. Świadczy o tym obniżanie się powierzchni nasunięcia środkowego triasu na lias w Kominach Dudowych ku zachodowi, pod nasunięcie reglowe w Bobrowcu (zob. opis przekroju przez Bobrowiec), oraz obecność płata triasu na Ku-

fie, złożonego z dolomitów podobnych do dolomitów choczańskich z Wielkich Korycisk. Malm leżący na albie synkliny Kufy, a pod tym płatem należy uznać za porwak płaszczowiny reglowej górnej, nie zaś za strzęp fałdu Czerwonych Wierchów, jak to przyjmował Rabowski (1954b, 1959). Elewacja Kominów Tylkowych stanowiła w okresie nasuwania się płaszczowin reglowych tak wybitnie wypukły element, że nie zachowała się na nim w ogóle płaszczowina reglowa dolna. W wyniku parcia mas reglowych pokrywa osadowa elewacji Ornaku oddarła się od swego podłoża, została zwinięta i nasunęła się na synklinę Kufy. Z drugiej znów strony warstwy synkliny Kufy odkłuły się od swego liasowego podłoża, a na guzie antyklinalnym liasu Kufy (Rabowski 1959) powstały znaczne wytłoczenia. Być może, że naciskowi mas reglowych można również częściowo przypisać obecność kilku drobnych fałdów zanurzających się na granicy sztywnych warstw neokomu i urgonu z plastycznymi marglami albu (fałd ostrogi skalnej pod niszami — Rabowski 1959, tabl. XXXVI, fałd zachodu nad Upłazkiem oddzielony od głównych mas malmu Mnicha płatami albu wychodzącymi tunelowo z głębi na szlaku przy zachodzie (Rabowski op. cit., tabl. XXXVI i XXXVII oraz XXXIII) oraz fałd Kufy — Rabowski op. cit., s. 109, tabl. XXXIII i XXXVII).

W profilu Kominów Tylkowych w klasycznym rozwoju jest widoczna seria Kominów Tylkowych charakteryzująca się przede wszystkim ogromną, największą w serii wierchowej Tatr miąższością środkowego triasu (maksimum 830 m) oraz wielką miąższością liasu (maksimum 450 m), transgredującego bezpośrednio na dwudzielny (klastyczny karnik, a dolomitowy noryk) trias górny. Seria ta jest rozwinięta najbardziej typowo w Rzędach i w Dolince Smytniej (Kotański in Gignoux 1956, fig. 82). Natomiast ku zachodowi i północy (w pierwotnym zbiorniku sedymentacyjnym) trias środkowy redukuje się do ok. 350 m miąższości (Panienki — Kotański 1959a, b d), co należy przypisać częściowo warunkom sedymentacji w środkowym triasie, a częściowo erozji karnijskiej. Tak np. na W od Zdrapisk w Klinach trias górny ścina środkowy trias niemal zupełnie, który zanika już całkowicie w drodze z Iwanówki na Przełęcz Iwaniacką. Przejście od serii Kominów Tylkowych do serii bobrowieckiej jest zatem bardzo raptowne i odbywa się na niewielkiej odległości. Zostało to zaznaczone w głębszych partiach przekroju, gdzie zanika trias środkowy, a górny trias transgreduje bezpośrednio na werfen.

Natomiast w szczytowej partii Kominów Tylkowych, powyżej klasycznych odkrywek w Dolince Smytniej, można zaobserwować przejście od serii Kominów Tylkowych do serii Wąwozu Kraków (tabl. V). Bezpośrednio na środkowym triasie leży tam lias, a nawet dogger i malm — w skręcie synkliny Kufy.

Widać więc z tego, iż przekrój Kominów Tylkowych pozwala po-

wiązać serie wielkiej elewacji Salatyńskiego z seriami rozwiniętymi w depresji Goryczkowej — Jawora.

Odfałdowanie warstw w tym przekroju zostało wykonane począwszy od linii odniesienia umieszczonej na skłonie elewacji Kominów Tylkowych na wysokości 500 m. Niezależnie od tego zostały rozwinięte fałdy autochtoniczne. Wyniki tych manipulacji są przedstawione na tablicy X.

Osobno należy odtworzyć pierwotne położenie fałdu Świerkul. Jak to wykazałem w Części I, fałd ten należy uważać za osobny element fałdowy rozwinięty grawitacyjnie na zboczu elewacji Kominów Tylkowych. Opierając się na obecności w Świerkulach liasu, F. Rabowski (1954b, 1959) zakorzeniał go na antyklinalnym wybrzuszeniu Kufy. W. Jaroszewski (1957) udowodnił, że jest to niemożliwe do przyjęcia. Już to stwierdzenie wyłączało również możliwość przyjmowania skrętu korzeniowego widocznego w szczytowej części masywu Kominów Tylkowych za fałd Czerwonych Wierchów. Obecnie jest jasne, że fałd Świerkul utworzył się przed powstaniem synkliny Kufy i fałdu Kominów Dudowych w ich obecnej postaci, która jest głównie wynikiem nacisku płaszczowin reglowych. Jednak, jak to już pisałem wyżej, synklina (depresja) Kufy i fałd Kominów Dudowych (elewacja Ornaku) są wynikiem undulacji longitudynalnych guza tatrzańskiego wynoszonego w początkach ruchów subhercyńskich.

Fałd Świerkul składa się z utworów klastycznego górnego triasu, górnego liasu, doggeru, malmo-neokomu i urgonu (Jaroszewski 1957). Wykształcenie takie jest podobne do bardziej południowych serii wierchowych — serii Wąwozu Kraków lub Liliowego, jednak nie identyczne. Upoważnia to do wydzielenia tu osobnej serii Świerkul (tabl. VIII), którą umieszczam na południe od serii Kominów Tylkowych (tabl. X). na linii Siwe Sady — Kończysta nad Jarząbczą — Rohacze.

PRZEKRÓJ WZDŁUŻ WSCHODNIEGO ZBOCZA DOLINY KOŚCIELISKIEJ I PRZEZ CIEMNIAK

(tabl. VI, przekrój I)

Jest to klasyczny przekrój F. Rabowskiego wzdłuż prawego zbocza Doliny Kościeliskiej z 1925 r., zmodyfikowany następnie przez niego (1954d) i reprodukowany w tej formie przez S. Sokołowskiego (1958), który rozszerzył go również na serie reglowe. Pewne drobne zmiany w budowie depresji Czerwonych Żlebków zostały wprowadzone w publikowanych materiałach rękopiśmiennych Rabowskiego (1959, fig. 50), w oparciu o rękopis jego mapy w skali 1 : 10000. Reprodukowany przekrój różni się od poprzednich ujęć również tym, że został on poprowadzony przez

Halę pod Upłazem, a nie przez sam Upłaz, celem zaznaczenia idei S. Sokołowskiego (1959a) o nasuwaniu się tam płaszczowiny choczańskiej bezpośrednio z góry: na Hali pod Upłazem zachowała się ona w drugorzędnej depresji. Inne wprowadzone modyfikacje odnoszą się do budowy fałdu Czerwonych Wierchów w Organach i nad dolinką Kamienne, do budowy i składu synklin i antyklin w Rzędach pod Ciemniakiem, do mas triasowych w Stołach pod Ciemniakiem oraz do budowy Przełęczy Tomanowej. Powróciłem tu do pierwotnego ujęcia B. Świderskiego (1922), z którego zrezygnował S. Sokołowski (1958) i zaznaczyłem, zgodnie zresztą z profilami Rabowskiego i z ostatnim ujęciem A. Gorka (1958), antyklinę dolnego seisu w utworach górnego seisu. W oparciu o dane Świderskiego uwzględniłem również obecność synkliny na S od Tomanowej Polskiej, zaznaczającej się obecnością utworów dolnego seisu na grani Tomanowej Liptowskiej. Płaty łupków werfeńskich na grani granicznej Stoły-Ciemniak, które zaznaczył na swej mapie Gorek, nie należą do odwróconej serii skrętu korzeniowego fałdu Czerwonych Wierchów, jak to zinterpretował on na swych przekrojach, lecz do nasuwającego się nań fałdu Giewontu, podobnie jak płat werfenu na Krzesanicy.

Dotychczasowe przekroje przez ten rejon nie uwzględniały budowy serii autochtonicznych położonych na północ od fałdów kaskadowych w Wąwozie Kraków. W oparciu o porównanie z lewym zboczem Doliny Kościeliskiej i o rozważenie stosunków miąższościowych i facjalnych został przedstawiony hipotetyczny skład tych serii pod albem pasma Pisanej i pod fałdem Czerwonych Wierchów aż do skłonu depresji Goryczkowej — Jawora, na przejściu do depresji podtatrzańskiej. Na zarysowującej się tam fleksurze brzeżnej na wysokości ok. 200 m została umieszczona linia odniesienia, od której zostały rozwinięte sfałdowania serii autochtonicznych.

W przekroju tym zaznaczają się bardzo wyraźnie longitudynalne undulacje subhercyńskiego gmachu Tatr. Na południe od fleksury brzeżnej widoczna jest depresja Goryczkowej — Jawora, która wznosi się ku S. Następnym elementem jest antyklina Ornaku (antyklina *a* Rabowskiego — 1925a, 1959), na zboczu której rozwinęły się fałdy kaskadowe widoczne w Wąwozie Kraków. Jeszcze dalej na S znajduje się niegłęboka synklina (depresja) Czerwonych Żlebków, zamknięta od południa elewacją Smreczyńskiego (por. tabl. I).

Wielki skręt, pięknie widoczny w Stołach pod Ciemniakiem i w Czerwonych Żlebkach, uważany był od dawna za skręt korzeniowy fałdu Czerwonych Wierchów (Limanowski 1911a, Rabowski 1952a, 1931a, 1959, Sokołowski 1959a, 1960). Tymczasem jednak już B. Świderski (1922) zakorzenial fałd Czerwonych Wierchów o wiele dalej na południe — na linii

Smreczyński — Kamienista — Błyszcz, Bystra (op. cit., s. 78). Stwierdzenie to jednak było pomijane w późniejszych opracowaniach.

Takie ujęcie wynikało z przekonania, że masy głównej części fałdu Czerwonych Wierchów (np. w Organach, Wielkiej i Małej Świstówce oraz w Wielkiej Turni) są bezpośrednio związane ze skrętem korzeniowym widocznym w grani Ciemniak-Stoły. Tymczasem od pewnego czasu mnożyły się fakty świadczące, że fałd Czerwonych Wierchów nie wiąże się bezpośrednio z tym skrętem korzeniowym i jest nań nasunięty z daleka. Zauważył to już poprzednio w Dolinie Małej Łąki F. Rabowski, stało się to jednak wiadome dopiero po opublikowaniu jego materiałów rękopiśmiennych (1959, s. 54—56, fig. 38). Ujęcie takie wynikało również z obserwacji stosunków widocznych pod czapką Twardego Upłazu nad dolinką Kamienne (Kotański 1959a). Wąski pas kampilu i anizyku zachowany tam nad albem Pisanej nie wiąże się bezpośrednio z triasem środkowym na Ciemniaku. Cały fałd Czerwonych Wierchów rozwinięty dalej na północ składa się wyłącznie z górnego skrzydła, nasuniętego bezpośrednio na alb Pisanej. Miejscami tylko w spągu niezdwojonych mas triasowych zachowały się strzępy malmu lub urgonu. W albie również nie zaznacza się skręt korzeniowy, warstwy nie są tu podwojone, a najmłodszych ogniw stratygraficznych (cenomanu) należy szukać bezpośrednio pod triasem fałdu Czerwonych Wierchów (Kotański 1959f), a nie w środku pasma, jak to robiono dotychczas.

Uzupełnienie a zarazem wyjaśnienie tego obrazu uzyskuje się dopiero z analizy przekrojów położonych dalej na wschód (Krzesanica, Małołączniak i Kopa Kondracka — tabl. VI, przekroje II, III i IV).

Już z profilów F. Rabowskiego (1931a) było widoczne, że warstwy na szczycie Krzesanicy, w Małołączniaku i Kopie Kondrackiej, należące do opisywanego skrętu korzeniowego, nasuwają się na utwory głównej części fałdu Czerwonych Wierchów. Pomimo tego uważano, iż fałd ten łączył się niemal bezpośrednio z nasuniętym nań skrętem korzeniowym. Znalazło to wyraz jeszcze w ostatnich syntetycznych ujęciach S. Sokołowskiego (1959a) i D. Andrusova (1959a), którzy do fałdu Czerwonych Wierchów zaliczają zarówno główne, nasunięte masy tego fałdu, jak i opisywany skręt korzeniowy (tabl. II), prowadząc granicę między autochtonem i fałdem Czerwonych Wierchów zupełnie konwencjonalnie tam, gdzie zaczynało się już odwrócone położenie warstw (por. obraz intersekcyjny w dolince Rozpadlina). Okazało się jednak, że fałd Czerwonych Wierchów składa się wyłącznie z utworów górnego skrzydła i nie łączy się również i tam (np. w przekroju Koziego Grzybka) z opisywanym skrętem (Kotański 1959a, Kotański in Rabowski 1959). W nowszym ujęciu tektonicznym masywu Czerwonych Wierchów (Kotański 1959d — fig. 1) fałd Czerwo-

nych Wierchów został wydzielony osobno, a jego skręt korzeniowy został potraktowany łącznie z autochtonem.

Jak wytłumaczyć jednak nasuwanie się na fałd Czerwonych Wierchów jego własnego skrętu korzeniowego? Nasuwanie to w bardziej wschodnich przekrojach przybiera tak wielkie rozmiary, że nie sposób wyjaśnić go siłami związanymi z jedną fazą ruchu. Już Rabowski (1925, 1959) wyjaśniał charakterystyczne kolanowate wygięcie tzw. III synkliny w Czerwonych Żlebkach i w Rzędach pod Ciemniakiem odrębną fazą ruchów, późniejszą od powstawania antyklin i synklin podłoża, którą wiązał on z samym procesem tworzenia się fałdów wierchowych. Z przedstawionych przekrojów wynikają dalsze uzupełnienia i zmiany tego obrazu — powstanie poziomych synklin i antyklin pod Ciemniakiem i nasuwanie się „skrętu korzeniowego" na fałd Czerwonych Wierchów odbyło się po powstaniu tego fałdu, lecz przed nasunięciem się głównej części fałdu Giewontu, a w szczególności jego partii jądrowych. Taka chronologia ruchów wynika chociażby z tego, że zachowane czapki seisu na grani granicznej Ciemniak-Stoły leżą już na skręcie nasuniętym na fałd Czerwonych Wierchów.

W tym ujęciu przebieg wydarzeń, który doprowadził do powstania obserwowanych struktur, przedstawia się następująco.

Fałd Czerwonych Wierchów ześlizgnął się grawitacyjnie do depresji Goryczkowej — Jawora, odkłuwając się od swego podłoża w poziomie plastycznych warstw myophoriowych górnego kampilu. Składa on się wyłącznie ze skrzydła normalnego. Zachowane w jego podłożu strzępy malmu i urgonu nie należą do skrzydła brzusznego w dotychczasowym jego rozumieniu, lecz są to porwaki wyrwane z podłoża podczas jego przesuwania się ku północy. Fałd Czerwonych Wierchów przesuwał się po podłożu, które było już wówczas zundulowane longitudynalnie i transwersalnie. Na elewacjach longitudynalnych istniały już wówczas zawiązki fałdów autochtonicznych takich, jak opisany poprzednio zawiązek fałdu Kominów Dudowych. Jeden z takich zaczątkowych fałdów istniał już wówczas na elewacji Smreczyńskiego i z niego powstał następnie skręt widoczny w grani Ciemniak-Stoły, który nazywam skrętem Stołów. Nie był to jednak skręt korzeniowy fałdu Czerwonych Wierchów, gdyż — jak wynika z odfałdowania — ojczyzna fałdu Czerwonych Wierchów znajdowała się niegdyś na południe od Bystrej (tabl. X).

Widoczny dzisiaj skręt Stołów powstał dopiero podczas nasuwania się fałdu Giewontu, w analogiczny sposób jak fałd Kominów Dudowych, który jednak utworzył się pod wpływem nacisku mas reglowych. Fałd Giewontu spowodował oderwanie pokrywy osadowej z elewacji Smreczyńskiego, jej zagięcie ku północy i nasuwanie się na fałd Czerwonych Wierchów. W ten sposób powstał odrębny element fałdowy — fałd Sto-

łów. Skręt i fałd Stołów zostały silnie ścięte przez nasuwający się nań fałd Giewontu. Kształt tego ścięcia był mniej więcej równoległy do grani granicznej, gdzie zachowało się kilka drobnych czapek z jądra fałdu Giewontu. Wtedy właśnie powstały poziome odcinki synklin i antyklin w depresji Czerwonych Żlebków.

Skręt i fałd Stołów są bardzo ważnymi elementami tektonicznymi i można je prześledzić w bardziej wschodnich przekrojach w całym masywie Czerwonych Wierchów, a nawet pod „wyspą krystaliczną Goryczkowej" niemal do Kasprowego Wierchu.

Nacisk mas fałdu Giewontu spowodował również silne zdygitowanie fałdu Czerwonych Wierchów. Najbardziej ogólnie można powiedzieć, że powstały wówczas dwie zasadnicze dygitacje — dygitacja południowa (blok Żdziarów) i dygitacja północna (masyw Organów, Czarna Turnia, Zapały, Ckna Zbójnickie, Brama Kraszewskiego oraz Stoły na zachodnim zboczu Doliny Kościeliskiej). To zdygitowanie szczególnie wyraźne zaznacza się w dalszych przekrojach przez Czerwone Wierchy. W przekroju wschodniego zbocza Doliny Kościeliskiej powstała wtedy dyslokacja Organów, która oddziela dygitację Organów od dygitacji Żdziarów. Już w tym przekroju fałd Czerwonych Wierchów jest zatem wyraźnie dwudzielny, co znacznie wyraźniej zaznacza się w bardziej wschodnich przekrojach.

W przekroju prawego zbocza Doliny Kościeliskiej można prześledzić bardzo charakterystyczny układ facjalny wierchowych serii autochtonicznych. W Bramie Wincentego Pola wykształcona jest jeszcze seria Kominów Tylkowych (środkowy i górny trias oraz transgredujący nań lias), jednak z bardzo zredukowanym tu środkowym triasem (typ Panienek — Gubalca). Dalej ku wschodowi — pod Zbójnickimi Turniami nad Wąwozem Kraków i w dolnej części wąwozu odsłania się lias transgredujący bezpośrednio na środkowym triasie. Jest to już przejściowy typ serii Wąwozu Kraków. W górnej części wąwozu widoczny jest typowy przekrój tej serii (tabl. VIII), gdzie na środkowym triasie transgreduje bajos lub inne ogniwa doggeru (zbocza Wysokiej Turni). Wreszcie od zboczy Tomaniarskiego Twardego Upłazu zaczyna się seria Tomanowej (tabl. VIII), złożona ze środkowego triasu (miejscami o dużej miąższości — Stoły, a miejscami silnie zredukowanego — Czerwone Żlebki), klastycznego górnego triasu, warstw tomanowskich, górnego liasu oraz wyższych ogniw stratygraficznych. W Rzędach pod Ciemniakiem na Szerokim Upłazie (antyklina II/III) można zaobserwować profil serii Rzędów gdzie na węglanowy trias górny transgreduje początkowo lias (brak warstw tomanowskich), a później bezpośrednio bajos. Wreszcie w antyklinie I/II istnieje już przekrój typowy dla serii Czerwonych Wierchów (transgresja bajosu na ladynie, a jeszcze dalej ku południowi w zbiorniku sedymentacyjnym — na anizyku).

Ustalony w tym przekroju obraz stosunków facjalnych i paleogeograficznych autochtonicznych serii wierchowych będzie służył jako podstawa do rekonstrukcji paleogeograficznych w bardziej wschodnich przekrojach przez depresję Jawora — Goryczkowej.

Fałd Czerwonych Wierchów jest tutaj złożony z bardzo typowej serii Czerwonych Wierchów, przy czym na środkowym triasie transgreduje bajos, widoczny w Bramie Kraszewskiego blisko skrętu czołowego fałdu. Fałd ten na linii Ciemniak — Gładkie Upłaziańskie sięga zapewne głębiej niż to jest widoczne na zboczach Doliny Kościeliskiej, co starałem się uwidocznić na przekroju. Wiąże się to z zanurzeniem się fałdu ku wschodowi, w stronę największego obniżenia depresji Jawora — Goryczkowej, i przeciwnie — z wynurzaniem się tego fałdu ku zachodowi, na elewacji Kominów Tylkowych. Już na Stołach fałd Czerwonych Wierchów zupełnie niknie wskutek ścięcia przez płaszczowinę reglową dolną, która dochodzi tam aż do albu-cenomanu autochtonicznego (Hala pod Kominami).

Fałd Giewontu składa się w tym przekroju z jądra krystalicznego (czapka Twardego Upłazu), z drobnych czapek seisu na grani granicznej, oraz z triasu Chudej Turni stanowiącego — moim zdaniem (Kotański 1956c, 1959, 1960, Kotański in Rabowski 1959) — normalną pokrywę osadową krystaliniku Twardego Upłazu. Bezpośrednio na skałach krystalicznych transgreduje tam anizyk zaczynający się zlepieńcem z Chudej Turni, składającym się z otoczaków kampilu i seisu. Miejscami pod transgredującym anizykiem zachowały się strzępy nierozmytych kwarcytów seisu (Rabowski 1954a, 1959). Jest tu zatem podobny profil jak w serii Osobitej w Suchej Dolinie.

Chuda Turnia jest jedynym miejscem, gdzie zachowała się częściowo osłona osadowa jądra krystalicznego fałdu Giewontu bardziej południowa od tej, jaka jest znana w masywie Giewontu.

Powierzchnia nasunięcia fałdu Giewontu wykazuje tu bardzo charakterystyczny przebieg — od Tomanowej Polskiej obniża się ona ku grani granicznej Ciemniak-Stoły, gdzie zachowało się kilka drobnych czapek seisu tego fałdu (czapki te oraz czapkę pod Krzesanicą można uważać za seis normalnej pokrywy jądra krystalicznego fałdu, którego fragmenty zachowały się pod zlepieńcami z Chudej Turni). Następnie powierzchnia nasunięcia wznosi się ku szczytowi Ciemniaka, tworząc tam lokalną elewację skąd obniża się ku czapce krystalicznej Twardego Upłazu. Tę longitudynalną elewację Ciemniaka można wiązać z wygięciem powierzchni nasunięcia fałdu Giewontu na Kopie Kondrackiej (Rabowski 1931 a, c, 1959), która powstała — zdaniem Rabowskiego — w czasie poeoceńskiego wynoszenia masywu tatrzańskiego (faza sawska). Analogiczna elewacja zaznacza się zresztą na szczycie Krzesanicy, który —

mimo że jest zbudowany z odwróconej serii środkowotriasowej fałdu Stołów — dominuje nad nasuniętym seisem na południe od szczytu.

Fałd Giewontu nie sięgał już zapewne daleko na zachód od linii przekroju, co zresztą trudno stwierdzić, gdyż na elewacji Kominów Tylkowych płaszczowina reglowa dolna ścina coraz to niższe wierchowe jednostki tektoniczne.

Zrekonstruowane położenie odfałdowanych serii wierchowych w pierwotnym zbiorniku sedymentacyjnym zostało przedstawione na tablicy X. Widać z tego, że ojczyzna fałdu Czerwonych Wierchów znajdowała się na południe od Bystrej (rejon Doliny Bystrej), a ojczyzna tej części fałdu Giewontu (podseria Chudej Turni) — na pd.-zachodnich stokach Krywania w rejonie Trzech Studni.

PRZEKRÓJ KRZESANICA — WIELKA ŚWISTÓWKA

(tabl. VI, przekrój II)

Przekrój ten oparty jest w zasadzie o profil Rabowskiego przez Wielką Świstówkę i Kocioł Mułowy (1959, tabl. XX). Został on uzupełniony w szczytowej części Krzesanicy, w dolinie Świstówki oraz w Dolinie Tomanowej. W oparciu o nowe fakty został tu również pogłębiony zasięg południowej dygitacji fałdu Czerwonych Wierchów, odpowiadającej blokowi Ździarów. Dygitacja ta jest oddzielona, być może, również i tutaj od północnej dygitacji dyslokacją Organów. Undulacje longitudynalne podłoża autochtonicznego oraz komplikacje tektoniczne depresji Czerwonych Żlebków zostały tu przeniesione bez większych zmian z przekroju Ciemniaka. To samo dotyczy rozkładu facji i serii wierchowych w częściach przekroju niewidocznych na powierzchni.

W rejonie fleksury brzeżnej depresji Goryczkowej — Jawora (punkt odniesienia — 200 m n.p.m.) można się domyślać istnienia serii Kominów Tylkowych. Przyjąłem, że trias środkowy serii Kominów Tylkowych jest tutaj również zredukowany, podobnie jak w przekroju Ciemniaka, a seria Wąwozu Kraków występuje tu na znacznej przestrzeni. Przyjmując, że w przekroju tym rozwinięte są znaczne komplikacje w depresji (synklinie) Czerwonych Żlebków, serię Tomanowej ograniczyłem tylko do tego obszaru, tak jak to jest widoczne w Dolinie Tomanowej Polskiej.

Jak to wynika z mapki A. Gorka (1958, pril. 1), w kotle Świstówka spod odwróconego środkowego triasu wychodzi bajos i malm. Malm ten należy zatem do tzw. I synkliny (I malm — Rabowski 1959, fig. 50), w której odsłania się już seria Czerwonych Wierchów. Na obu ścianach Świstówki widoczny jest w pięknym przekroju skręt Stołów. Skręt ten na wschodnim zboczu widoczny jest z różnych punktów zboczy Doliny

Cichej, m.in. spod Kasprowego, a skręt na zachodnim zboczu jest widoczny z granicznej grani Ciemniak-Stoły (por. Rabowski 1959, fig. 127).

Szczyt Krzesanicy i stromo skrzesana jej północna ściana, urywająca się stromymi urwiskami do Kotła Mułowego, jest jeszcze zbudowana z utworów należących do fałdu Stołów. W opisywanym przekroju połączenie triasu ze szczytu Krzesanicy z triasem skrętu Stołów zostało przerwane przez erozję w kotle Świstówki, lecz na zachód i na wschód od tego kotła istnieje bezpośrednia łączność tych warstw.

Po rozwinięciu sfałdowań autochtonicznych w tym przekroju okazało się, iż fałd Stołów sięga aż po elewację Salatyńskiego — do depresji Wielkiej Kopy Koprowej, której przedłużeniem jest na tej linii synklina werfenu na Tomanowej Liptowskiej (Świderski 1922). Wynika z tego, że ojczyzna tej części fałdu Czerwonych Wierchów znajdowała się jeszcze dalej na południe — na S od Kamienistej (por. tabl. X).

W Kotle Mułowym i na grani Koziego Grzybka wynurza się w kilku miejscach alb pasma Pisanej, na którym spoczywa czapka triasowa Koziego Grzybka (kampil i anizyk), należąca już do górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów (Kotański 1959a). Trias tej czapki nasunął się na urgon, będący niegdyś przedłużeniem urgonu z obecnego fałdu Stołów. Dzisiaj jednak urgon ten jest oddzielony od fałdu Stołów synkliną albu. Obecnie obserwujemy, że alb i urgon fałdu Stołów nasuwa się na trias czapki Koziego Grzybka, który znajduje się wskutek tego w położeniu odwróconym.

Również i główna masa fałdu Czerwonych Wierchów, widoczna w dolnej części Kotła Mułowego i w Wielkiej Świstówce, została silnie zdygitowana i pofałdowana wskutek nacisku fałdu Giewontu, przy czym powstało tu kilka wtórnych synklin i antyklin opisanych dokładnie przez Rabowskiego (1959). W jądrze jednej z tych synklin w Małej Świstówce oraz po wschodniej i zachodniej stronie Twardego Upłazu pojawia się urgon i alb, oddzielający — zdaniem Rabowskiego (1959) — fałd Czerwonych Wierchów od fałdu Giewontu. Jest to jednak tylko alb normalnej pokrywy fałdu Czerwonych Wierchów, przykryty odgiętym urgonem (odpowiednik skrętu Małej Łąki — zob. przekrój Kopy Kondrackiej i Małego Giewontu).

Południowa dygitacja fałdu Czerwonych Wierchów odpowiadająca blokowi Żdziarów sięga znacznie głębiej, niż to rysował F. Rabowski. Wynika to z porównania tego przekroju z sąsiednim przekrojem Małołączniaka, który został oparty o nowe dane w związku z badaniami w grocie Śnieżnej.

Nieco na S od szczytu Krzesanicy zachował się płat piaskowców seisu, który zaliczyłem do fałdu Giewontu (Kotański 1958a, fig. 1). Po-

dobne drobne czapki tektoniczne seisu zachowały się również na Rozpadłej Grani, z czego wynika, że powierzchnia nasunięcia fałdu Giewontu obniżała się nieco ku południowi, tak jak to zaznaczyłem na przekroju.

PRZEKRÓJ MAŁOŁĄCZNIAK — PRZEŁĘCZ SIWAROWA

(tabl. VI, przekrój III).

Przekrój ten jest oparty głównie o przekrój Rabowskiego (1931a). Główne modyfikacje dotyczą głębokości zasięgu fałdu Czerwonych Wierchów oraz budowy skrętu Stołów w depresji Czerwonych Żlebków.

Depresję Jawora — Goryczkowej odgranicza od rowu podtatrzańskiego niewielka elewacja longitudynalna (elewacja Wielkiej Turni — Myślenickich Turni). Istnienie jej przyjmuję za Rabowskim (1931a). Fałd Czerwonych Wierchów jest tutaj niezwykle silnie zgnieciony, na jego przedpolu musiała zatem istnieć jakaś masa oporowa, którą mogła być tylko longitudynalna elewacja.

Warstwy autochtoniczne w depresji Goryczkowej — Jawora należą zapewne do serii Kominów Tylkowych. Jeszcze dalej, aż do longitudynalnej elewacji Ornaku zaznaczyłem obszar występowania serii Wąwozu Kraków. Zasięgi tych serii są niestety hipotetyczne. Zostały tu przeniesione stosunki znane ze wschodnich zboczy Doliny Kościeliskiej, na zachodnim krańcu depresji Jawora — Goryczkowej. Przekrój Małołączniaka przecina zachodnią część tej depresji, serie autochtoniczne z Doliny Kościeliskiej są zatem bliższe do opisywanego przekroju niż np. seria Cichej i Liliowego ze wschodnich zboczy depresji, gdzie znajdują się najbliższe od strony wschodniej wychodnie serii autochtonicznych.

Pewnych danych o rozkładzie facji i budowie depresji Czerwonych Żlebków w tym przekroju dostarczają obserwacje w Kotle Litworowym. w dolince Rozpadlina, w Rozpadłej Grani i w Tomanowej Liptowskiej.

Dwie północne fałszywe antykliny albu i urgonu widoczne w oknach w Kotle Litworowym oraz związane z nimi antyklinalne sfałdowania warstw kampilu i anizyku fałdu Czerwonych Wierchów powstały w wyniku działania tych samych sił, co i pakiet synklin i antyklin widocznych w Czerwonych Żlebkach. Jak wynika z rekonstrukcji rysunkowej. chodzi tu o antykliny II/III i III/IV; z kształtu fałszywych antyklin w Kotle Litworowym można również wnioskować, iż antyklina II/III jest tu dłuższa od antykliny III/IV. odwrotnie niż to ma miejsce w przekroju Ciemniaka.

W Rozpadłej Grani widoczne są oba skrzydła I synkliny, złożonej z serii Czerwonych Wierchów (transgresja doggeru na środkowym triasie). Należy zatem sądzić. że poniżej (w niższych synklinach i antyklinach

depresji Czerwonych Żlebków) mieści się cała seria Tomanowej. Z porównania z bardziej wschodnimi przekrojami wynika, że może się już tu zaczynać seria Cichej. Ponieważ jednak nic nie upoważnia do wniosku, że np. warstwy tomanowskie są w tej serii zredukowane lub zajmują mniejszą powierzchnię, gdyż na wschód od Jawora są one silnie rozwinięte, należy przyjąć, że komplikacje tektoniczne depresji Czerwonych Żlebków są w tym przekroju równie silne jak pod Ciemniakiem, gdyż w przeciwnym razie warstwy tomanowskie powinnyby ukazywać się w dolince Rozpadlina. Z tego powodu wydaje się, że uproszczenia wyrysowane przez F. Rabowskiego w jego przekroju przez Małołączniak (1931a) nie są usprawiedliwone.

Pod czapką krystaliczną Małołączniaka zachowany jest trias środkowy fałdu Stołów, nasuwającego się na fałd Czerwonych Wierchów. Nasuwanie się urgonu i albu fałdu Stołów na kampil fałdu Czerwonych Wierchów jest bardzo dobrze widoczne na zboczach Kotła Litworowego (por. Rabowski 1959, tabl. XVIII).

Jak wynika z pracy B. Świderskiego (1922), na zboczach Tomanowej Liptowskiej zachował się płat seisu. Pozwala to nieco bardziej sprecyzować kształt skrętu Stołów w tym przekroju; widać tu dokładnie, że ten skręt nie może być skrętem korzeniowym fałdu Czerwonych Wierchów, gdyż po rekonstrukcji sfałdowań autochtonicznych wykracza poza niego nawet seria Tomanowej. Rozwinięty fałd Stołów w tym przekroju sięga aż na południe od Tomanowej Liptowskiej. Ojczyzna tej części fałdu Czerwonych Wierchów musiała się zatem znajdować dopiero gdzieś w rejonie doliny Hliny.

Poważne zmiany zostały wprowadzone w budowie samego fałdu Czerwonych Wierchów. Fałd ten jest rzeczywiście bardzo silnie zdygitowany, lecz dygitacja południowa (odpowiednik bloku Żdziarów) została w tym profilu bardzo silnie wgnieciona w głąb i w rezultacie trias środkowy tej części fałdu sięga w grocie Śnieżnej aż do głębokości 1100 m n.p.m., to znaczy ok. 100 m poniżej poziomu Małej Łąki (Rudnicki 1961 — stan po sezonie letnim 1960 r.) i ciągnie się jeszcze głębiej.

Nasunięcie się jądra krystalicznego spowodowało również przefałdowanie fałdu Czerwonych Wierchów z niższymi dygitacjami fałdu Giewontu w rejonie Przełęczy Siwarowej — w Turni Rabowskiego[5] i w Skoruśniaku. Jest prawdopodobne, że fałd Giewontu nasunął się w tym rejonie niewiele przed szariażem reglowym, gdyż seria reglowa przefałdowuje się w rejonie Przełęczy Siwarowej razem z niższymi dygitacjami fałdu Giewontu (Rabowski 1959).

---

[5] Turnią Rabowskiego proponuję nazywać bezimienny szczyt leżący między Żlebem Zagon a Przełęczą Siwarową który Rabowski w swych materiałach rękopiśmiennych nazywał Turnią X (Rabowski 1959, s. 32, fig. 12, 13 i 17).

Należy zauważyć, że istnieje również możność wytłumaczenia budowy rejonu Przełęczy Siwarowej w innych sposób. Ponieważ na wschodnim zboczu Doliny Małej Łąki nie ma śladu owych niższych dygitacji fałdu Giewontu, łuski wierchowe przefałdowane z płaszczowiną reglową można uważać za porwaki pochodzące z fałdu Małej Łąki, oderwane w tym przypadku przez nasunięcie reglowe. Natomiast alb żlebu Zagon byłby w tym ujęciu albem synklinalnym skrętu Małej Łąki, a nie skrętu korzeniowego fałdu Giewontu, jak to interpretowano dotychczas (por. interpretację przekroju Kopa Kondracka — Mały Giewont).

W przekroju tym widoczne jest, że depresja Goryczkowej — Jawora została tu wypełniona przez potężne zdygitowane masy fałdu Czerwonych Wierchów, oraz nadbudowana przez nasunięte na nie warstwy skrętu i fałdu Stołów. Dopiero w ten sposób utworzona elewacja Czerwonych Wierchów została ścięta przez jądro krystaliczne fałdu Giewontu, tworzące czapkę tektoniczną na Małołączniaku, gdzie znajduje się w niewielkiej miseczce (depresja Małołączniaka — tabl. I), co zauważył jeszcze M. Limanowski (1911a).

PRZEKRÓJ KOPA KONDRACKA — MAŁY GIEWONT

(tabl. VI, przekrój IV)

Przekrój ten został częściowo adaptowany z nowego przekroju Rabowskiego przez Kopę Kondracką i Giewont (1959, tabl. XXV), różniącego się wybitnie od jego poprzedniego przekroju (Rabowski 1932), reprodukowanego ostatnio przez S. Sokołowskiego (1959a). Jest to w zasadzie przekrój wzdłuż prawego zbocza doliny Małej Łąki. Został on uzupełniony przez mnie w dnie depresji Goryczkowej — Jawora, w depresji Czerwonych Żlebków oraz w głębszych partiach fałdu Czerwonych Wierchów.

Elewacja longitudynalna Wielka Turnia — Myślenickie Turnie istnieje w tym przekroju na skraju depresji Goryczkowej — Jawora. Jest ona zbudowana zapewne jeszcze z serii Kominów Tylkowych, a dalej na południe ciągnie się obszar występowania serii Wąwozu Kraków. Podobnie jak w poprzednich przekrojach, seria Tomanowej ogranicza się tutaj do obszaru intensywnych komplikacji tektonicznych w depresji Czerwonych Żlebków. W obu przekrojach Rabowskiego — dawnym i nowym nie został uwzględniony fakt, iż kilkaset metrów dalej na wschód — za Jaworem seria ta w nieco zmienionej postaci (seria Cichej) wyłania się na powierzchnię. W związku z tym takie ogniwa jak np. warstwy tomanowskie muszą się tu znajdować pod dolinką Rozpadlina. Być może też, że już tutaj warstwy te transgredują na niższe ogniwa anizyku, lub

może nawet na kampil, jak to ma miejsce w Dolinie Cichej i jest charakterystyczną cechą serii Cichej (tabl. IX). W każdym razie serie Tomanowej i Cichej muszą zajmować w tym przekroju odpowiednią przestrzeń, z czym wiąże się konieczność pozostawienia jeszcze i tutaj elementów tektonicznych wyróżnionych przez F. Rabowskiego w Czerwonych Żlebkach pod Ciemniakiem (cztery synkliny oraz dzielące je antykliny).

Pewnym potwierdzeniem tego są sfałdowania anizyku i kampilu w Wyżniej Świstówce, które można uważać za Rabowskim (1959) za odpowiednik fałszywych antyklin urgonu i albu z Kotła Litworowego. Z elementów tektonicznych depresji Czerwonych Żlebków nadal jest widoczna w Rozpadłej Grani tylko I synklina i leżąca pod nią antyklina (I II), w których odsłania się już seria Czerwonych Wierchów (transgresja doggeru na środkowy trias). Na zboczach Rozpadłej Grani nad Doliną Tomanową Liptowską trias środkowy ma jeszcze dość znaczną miąższość. Wydaje się zatem, że jego zaniknięcie w wyniku erozji górnotriasowej mogło mieć miejsce na obszarze położonym dalej na północ, w związku z czym serię Cichej umieszczam na północ od serii Tomanowej (por. przekrój przez Jawor i Pośredni Goryczkowy).

Skręt Stołów został w tym przekroju zupełnie zerodowany, a fałd Stołów na zboczach Kopy Kondrackiej nad Rozpadliną jest wyraźnie wgięty i tworzy fałszywą synklinę, w której zachował się anizyk miejscami z brekcją podstawową w spągu, a nawet z leżącym nad nią z odwróconym położeniu kampilem (warstwy myophoriowe). Te najstarsze znane w tym rejonie warstwy fałdu Stołów nikną dalej na wschód pod czapką krystaliczną Jaworowego Grzbietu. Trias fałdu Stołów nie dochodzi do czapki krystalicznej Kopy Kondrackiej, gdyż pod nią zarysowuje się z kolei wygięcie antyklinalne, w którym ponownie spod środkowego triasu pojawia się dogger (wapienie krynoidowe bajosu) i malm. Malm ten i neokom ciągnie się daleko pod czapką Kopy Kondrackiej na zboczach Wyżniej Świstówki, gdzie spod niego wychodzi z kolei urgon, a nawet w jednym miejscu alb (Rabowski 1959). Jest to najdalej ku wschodowi w masywie Czerwonych Wierchów wysunięte miejsce, gdzie wyłania się w oknie tektonicznym alb pasma Pisanej, które następnie się przerywa i odsłania się dopiero na zboczach Doliny Cichej.

Linia przekroju przecina synklinę werfenu na Tomanowej Liptowskiej (Świderski 1922). Nie stanowi ona jednak skrętu korzeniowego fałdu Czerwonych Wierchów, gdyż ojczyzna tego fałdu znajdowała się jeszcze dalej na południe, lecz jest to kontynuacja skrętu Stołów w skałach krystalicznych i w werfenie.

Fałd Czerwonych Wierchów w tym przekroju wykazuje najpełniejszy rozwój i jest silnie zdygitowany. Jego południowa dygitacja sięga o wiele głębiej niż to rysował Rabowski, co zostało bezpośrednio stwier-

dzone w sąsiednim przekroju Małłącznaka, a jest również widoczne na wschodniach zboczach Kopy Kondrackiej. Szczególnie zawiły jest węzeł tektoniczny na prawym zboczu Niżnej Świstówki, opisany dokładnie przez Rabowskiego (1959).

Już od czasu nowego ujęcia tektoniki serii wierchowej przez F. Rabowskiego (1922, 1925a, 1931a) wiadomo jest, że w Dolinie Małej Łąki widoczny jest skręt korzeniowy fałdu Giewontu, powstającego tutaj z odgięcia się ku północy dygitacji fałdu Czerwonych Wierchów. Istotnie istnieje tam skręt widoczny w wapieniach urgonu i marglach albu, związanego z urgonem za pośrednictwem wapieni glaukonitowych albu (Passendorfer 1921, 1930). Jednak dopiero po opublikowaniu rękopiśmiennych materiałów Rabowskiego (1959) stało się jasne, że skręt taki nie zaznacza się wcale w warstwach triasowych, które nasunięte są niezgodnie na leżący niżej skręt. Oba fałdy spływały niezależnie do depresji Goryczkowej — Jawora, co wynika m.in. z kierunku wergencji tych fałdów tworzących w dolinie Małej Łąki kąt prosty (Rabowski 1959).

Widoczny tutaj skręt nie jest skrętem korzeniowym fałdu Giewontu. Jest to skręt, który powstał z odgięcia ku północy mas fałdu Czerwonych Wierchów nagromadzonych w depresji Jawora — Goryczkowej i tworzących tu elewację Czerwonych Wierchów (tabl. I). Skręt ten nazywam skrętem (synkliną) Małej Łąki. Wykazuje on pewne analogie ze skrętem Białej Wody w masywie Szerokiej Jaworzyńskiej, który zaznacza się również w warstwach urgonu i albu, należących tam jednak do serii autochtonicznej. Odgięte i odwrócone części skrętu Małej Łąki można nazywać fałdem Małej Łąki. Ślady odgięć dygitacyjnych fałdu Czerwonych Wierchów pod wpływem nasuwania się fałdu Giewontu można znaleźć dalej ku zachodowi. Należą tu synkliny albu w żlebie Zagon, w Małej Świstówce, nad Małą Świstówką pod Gładkiem Upłaziańskiem oraz z drugiej strony tego grzbietu — nad Ździarami (Rabowski 1959). Przyjmowanie, że są to fragmenty skrętu korzeniowego fałdu Giewontu już od dawna wydawało mi się bardzo mało prawdopodobne.

Fałd Giewontu wcale nie jest związany ze skrętem Małej Łąki. Odkłuł się on od swego podłoża przeważnie w poziomie plastycznych warstw kampilu i przesunął daleko na północ wraz z jądrem krystalicznym i jego normalną okrywą osadową. Powierzchnia nasunięcia od szczytu Kopy Kondrackiej obniża się zarówno ku północy, jak i ku południowi. Być może zatem, że powstanie elewacji Czerwonych Wierchów w jej dzisiejszej formie zostało spowodowane nie tylko nagromadzeniem się zdygitowanych mas fałdu Czerwonych Wierchów i dobudowaniem przez nasunięty nań fałd Stołów, lecz również ruchem wynoszącym podczas fazy sawskiej. Ponieważ powierzchnia nasunięcia jądra krystalicznego fałdu Giewontu obniża się również na zachód i na wschód od Kopy

Kondrackiej, istnieje tu niewielka transwersalna elewacja, poprzedzająca to nasunięcie (elewacja Kopy Kondrackiej — por. tabl. I).

Rekonstrukcja pierwotnego położenia poszczególnych serii wierchowych w tym przekroju, jak również głównych elementów tektonicznych, zostało przedstawione na tablicy X. Wynika z niej, że rozprostowany fałd Stołów sięgał aż do Doliny Szpaniej i Koprowicy w masywie Krzyżne Liptowskie. Ojczyzna fałdu Czerwonych Wierchów znajdowała się pierwotnie w rejonie Podbańskiej u wylotu Doliny Cichej, a fałd Giewontu — w rejonie dolin Ważeckiej i Furkotnej na południe od Krywania.

PRZEKRÓJ MAGURA LIPTOWSKA — JAWOR — SUCHY KONDRACKI — GIEWONT

(tabl. VI, przekrój V)

Na tej linii nie istniał do tej pory przekrój przez całe pasmo wierchowe. Były tylko konstruowane poszczególne odcinki przekroju — przez Giewont (Rabowski 1959, fig. 80), Jawor (Rabowski 1959, fig. 124, Gorek 1958, pril. 2) i Magurę Liptowską (Świderski 1922, Gorek 1958). Budowa Wielkiej Kopy Koprowej i Magury była ponadto interpretowana przez A. Michalika (1955), a pozycja tektoniczna czapki krystalicznej w Jaworowym Grzbiecie — przez S. Sokołowskiego (1948). Wschodnie zbocza Kopy Kondrackiej zostały szczegółowo opisane przez F. Rabowskiego (1959).

Na skraju depresji Goryczkowej istnieje i w tym przekroju niezbyt wybitna elewacja longitudynalna Wielkiej Turni — Myślenickich Turni. Świadczy o tym silne zdygitowanie fałdu Czerwonych Wierchów. Można przypuszczać, iż jest ona zbudowana z serii Kominów Tylkowych. Dalej na południe w depresji Goryczkowej — Jawora na znacznej przestrzeni ciągnie się obszar zbudowany z serii Wąwozu Kraków, gdzie — jak wiadomo — lias a nawet dogger transgreduje bezpośrednio na anizyk. Możliwe, że miejscami cały środkowy trias mógł być zerodowany, a lias leży tu bezpośrednio na werfenie (seria Liliowego). Dalej na południe znajduje się seria Cichej, wyłaniająca się na powierzchnię tuż na wschód od Jawora. Seria Tomanowej natomiast występuje w tym przekroju, podobnie jak poprzednio, na S od elewacji Ornaku — w depresji Czerwonych Żlebków. Komplikacje tektoniczne tej depresji muszą być jeszcze bardzo znaczne, podobnie jak w poprzednich przekrojach, gdyż w profilu Jawora nie wyłania się z głębi ani seria Tomanowej, ani tym mniej seria Cichej. Ponieważ jest tu już przekrój typowy dla serii Czerwonych Wierchów (transgresja bajosu na środkowy trias), należy sądzić, iż obie te serie mieszczą się dalej na północ, w głębi masywu Jawora. Podobnie interpretuje ten profil F. Rabowski (1959), który jednak przyjmował istnienie

tu mniejszych komplikacji tektonicznych. Muszą one tu jednak być znaczne, gdyż na niewielkiej przestrzeni musi się tu mieścić seria Tomanowej i Cichej. Nie można jednak przyjąć, iż serie te wysuwają się daleko na północ od longitudynalnej elewacji Ornaku, gdyż tuż na wschód od Jawora wyłania się już seria Cichej w klasycznym rozwoju. Seria Rzędów (transgresja bajosu na węglanowym górnym triasie) mieści się również w głębi masywu Jawora. W rezultacie więc muszą się tam mieścić trzy niższe synkliny depresji Czerwonych Żlebków, a na południe od Jawora można wyprowadzić w powietrze tylko najwyższą I synklinę oraz wielki skręt Stołów.

Warstwy tomanowskie w głębi masywu Jawora umieścił również A. Gorek (1958, pril. 2), jednak nie licząc się zupełnie z faktami narysował on w tym przekroju wybitną niezgodność między pofałdowanymi wspólnie utworami triasowymi i warstwami tomanowskimi, a transgredującym na nie bajosem, zupełnie pomijając lias. Na zboczach Cichej nie ma nigdzie takiego następstwa warstw i nic nie świadczy o istnieniu takiego profilu, który jest chyba wynikiem niewłaściwego ujęcia rysunkowego.

Pod szczytem Magury Liptowskiej zachowały się utwory dolnego werfenu, które mogą być już bliskie od ewentualnego skrętu korzeniowego fałdu Czerwonych Wierchów (Świderski 1922). Jednak tak regularnego skrętu jak ten, który wyrysował A. Gorek (op. cit., pril. 2) tam nie ma, gdyż granity ze szczytu Magury nasuwają się na werfen (Świderski 1922, rys. 1, przekrój III), co wynika zresztą również z mapy Gorka (op. cit., pril. 1), na której bezpośrednio do łupków werfeńskich przytyka granit ze szczytu Magury. Zdaniem Świderskiego, granit ten należy już do jądra krystalicznego fałdu Czerwonych Wierchów, ścinając granity autochtoniczne i werfen. Jeśli tak, to są to jedyne skały krystaliczne (obok nasuniętego krystaliniku na Wielkiej Kopie Koprowej), które można uznać za jądro fałdu Czerwonych Wierchów, gdyż — jak to wynika z dalszych wywodów — czapka tektoniczna na Jaworowym Grzbiecie należy do jądra krystalicznego fałdu Giewontu. Nie wiadomo jaki jest zasięg jądra krystalicznego fałdu Czerwonych Wierchów na Magurze i w Wielkiej Kopie Koprowej, gdyż trudno jest oddzielić granity nasunięte od granitów autochtonicznych.

Że granity te muszą być nasunięte, wynika również z rozwinięcia skrętu i fałdu Stołów, który wykracza wówczas na południe od Magury. Wynika z tego, że osadowa pokrywa autochtoniczna na elewacji Smreczyńskiego odkłuła się od podłoża w poziomie kampilu (fałd Stołów) i została przegięta i przesunięta ku północy przez fałd Giewontu. Z tego rozumowania wynika jednak, że nasunięte granity należą do jądra fałdu Giewontu, które ścięło zupełnie strefę korzeniową fałdu Czerwonych

Wierchów, a nie do tego fałdu, który ześlizgnął się przecież przed powstaniem nasuniętego nań fałdu Stołów. Nasunięte granity w tej interpretacji mogą być również łuskami parautochtonicznymi wyruszonymi nieco z podłoża i przesuniętymi ku północy przez fałd Giewontu lub płaszczowiny reglowe. Łuski takie w Tatrach są, jak wiadomo, dość rozpowszechnione (tabl. II). Nie chcąc jednak „rewolucjonizować" tektoniki Tatr bez zbadania całej sprawy na miejscu, na mapie oznaczyłem te granity jako jądro fałdu Czerwonych Wierchów lub krystaliczne łuski parautochtoniczne. Takie zaklasyfikowanie tego krystaliniku jest zatem zgodne z pierwotnym ujęciem B. Świderskiego (1922), pomijanym w późniejszych opracowaniach i nie uwzględnionym na przykład na mapach tektonicznych S. Sokołowskiego (1948, 1959a).

Pod nasuniętym krystalinikiem Jaworowego Grzbietu, Kopy Kondrackiej i Suchego Kondrackiego ciągnie się na dużej przestrzeni parautochtoniczny fałd Stołów. Warstwy tego fałdu znajdujące się w odwróconym położeniu znajdują się w spągu nasuniętego krystaliniku, na najstarsze ich ogniwo stanowią tu warstwy myophoriowe kampilu. Natomiast w żlebie pod Przełęczą Kondratową pod Zakosy widoczne jest najniższe ogniwo stratygraficzne tego fałdu — łupki i dolomity dolnego kampilu. W żadnym miejscu nie zachowały się tu łupki lub kwarcyty seisu, które pozostały widocznie na krystaliniku w masywie Magury. Pod kampilem tego elementu leży środkowy trias, niżej dogger, malm i być może neokom, nasunięty na kampil fałdu Czerwonych Wierchów. Budowa tych części zboczy Kopy Kondrackiej jest opisana dokładnie przez Rabowskiego (1959, tabl. XXVIII i XXIX). Rozwinięty fałd Stołów sięga bardzo daleko na południe — aż po Krzyżne Liptowskie (tabl. X), a więc poza obszar longitudynalnej depresji Wielkiej Kopy Koprowej, który był uważany dotychczas za rejon skrętu korzeniowego fałdu Czerwonych Wierchów (Świderski 1922).

Jak wiadomo, zgodnie z teorią tektoniki spływania grawitacyjnego, wielkie fałdy i płaszczowiny nie mają skrętów korzeniowych, gdyż odkłuły się od swego podłoża i spłynęły grawitacyjnie. Tłumaczenie takie odpowiada stosunkom zaobserwowanym w Tatrach, gdzie w żadnym z przekrojów nie można się dopatrzeć istnienia skrętów korzeniowych wielkich fałdów wierchowych (Czerwonych Wierchów, Szerokiej Jaworzyńskiej i Giewontu). Odmiennym natomiast zadaniem, jakie stawia teoria spływania grawitacyjnego, jest poszukiwanie ojczyzny fałdów wierchowych.

Przekrój przecina dolną część zboczy zwanych Karpy, Kachy i Portki, gdzie budowa mas fałdu Czerwonych Wierchów jest bardzo zawikłana, m.in. z powodu istnienia tu gwałtownego obniżania się tych mas od elewacji Czerwonych Wierchów na zachodzie do depresji Go-

ryczkowej na wschodzie. Dalej ku wschodowi fałd Czerwonych Wierchów nie jest widoczny pod „wyspą krystaliczną Goryczkowej“ i wyłania się dopiero w zboczach Ogarle-Opalone i pod Myślenickimi Turniami. Dlatego też budowa wschodniego zbocza Kopy Kondrackiej została przedstawiona na przekroju głównie w nawiązaniu do budowy jej zachodniego zbocza, dobrze poznanego w Dolinie Małej Łąki.

Ogólnie rzecz biorąc, mamy tutaj do czynienie z dwiema głównymi dygitacjami tego fałdu — południową i północną. Dygitacja południowa ma budowę synklinalną — warstwy mają ogólną wergencję południową; zewnętrzne partie tej dygitacji zbudowane są z warstw myophoriowych kampilu oraz ze środkowego triasu, a w jej jądrze widoczny jest dogger i malm. Dygitacja południowa nasuwa się w bardzo skomplikowany w szczegółach sposób na malm dygitacji północnej, widoczny w urwiskach Piekła (por. Rabowski 1959, tabl. XXIX i XXX). Dygitacja północna zanurza się ku północy i łączy się zapewne skrętem korzeniowym z odgiętym od niej fałdem Małej Łąki w głębi na linii dolinki Małe Szerokie, która wypada na przedłużeniu korzeniowego zamykania się albu z Doliny Małej Łąki. Malm Piekła nie należy chyba do brzusznego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów, jak to zaznaczyłem na mapce (1959d, fig. 3), opierając się na innych paralelizacjach tektonicznych. Budowa wschodnich zboczy Kopy Kondrackiej daleka jest jeszcze od wyjaśnienia i wymaga bardziej szczegółowych badań. Na razie jednak do rekonstrukcji paleogeograficznych wystarcza nawiązanie do jej zachodnich zboczy.

Przekrój przez Giewont został skonstruowany w zasadzie w oparciu o stosunki widoczne na prawym zboczu Doliny Małej Łąki, jednak fałd Giewontu zanurza się tu głębiej niż na przekroju Rabowskiego (1959, tabl. XXV), gdyż sądzę, iż na tym odcinku fałd Giewontu mógł spłynąć grawitacyjnie nawet do około 1000 m n.p.m., jak to wynika z bardzo stromego upadu urgonu nawet w samym dnie Małej Dolinki (1300 m). Pod tym względem nawiązałem więc do dawnych poglądów Limanowskiego (1911a).

Pozostała jeszcze do omówienia kwestia przynależności czapek krystalicznych na Suchym Kondrackim i na Jaworowym Grzbiecie.

Krystalinik Suchego Kondrackiego jest częścią wyspy krystalicznej Goryczkowej, której przynależność tektoniczna do fałdu Giewontu nie budziła nigdy wątpliwości. Natomiast krystalinik Jaworowego Grzbietu oddzielony werfenem od „wyspy krystalicznej Goryczkowej“ został uznany przez F. Rabowskiego (1959) i S. Sokołowskiego (1948, tabl. XIV) za jądro krystaliczne fałdu Czerwonych Wierchów. Pogląd ten został następnie przyjęty przez innych badaczy (Michalik 1953, 1955, Gorek 1958, Kotański 1959d, fig. 3).

Okazuje się jednak, że krystalinik Jaworowego Grzbietu, leżący w lokalnej depresji Jawora (Świderski 1922), ścina skręt Stołów oraz nasuwa się na fałd Stołów, który z kolei jest nasunięty na fałd Czerwonych Wierchów, co wobec ustalonej poprzednio kolejności ruchów wyłącza możliwość zaliczania tego krystaliniku do jądra fałdu Czerwonych Wierchów. Zagadnienie rozstrzyga fakt, że werfen leżący sedymentacyjnie na krystaliniku Jaworowego Grzbietu znajduje się w normalnym położeniu (piaskowce kwarcytyczne dolnego seisu w dole, a łupki i piaskowce górnego seisu wyżej). Cały ten element musi zatem należeć do odrębnej łuski, wyższej od fałdu Czerwonych Wierchów i od fałdu Stołów, a niższej od głównej dygitacji fałdu Giewontu. Jest to zatem jakaś dolna łuska fałdu Giewontu, zupełnie analogiczna do łuski Sobkowego Stawu, zaliczanej przez A. Michalika (1955) do fałdu Czerwonych Wierchów, a stanowiącej w istocie drobną łuskę fałdu Giewontu (Kotański in Rabowski 1959, s. 157, notka 19).

Łuska Jaworowego Grzbietu ma większy zasięg ku wschodowi, niż to zaznaczał S. Sokołowski (1948, 1959a) i A. Gorek (1958). Jeszcze pod Pośrednim Goryczkowym powyżej 1700 m znajdują się piaskowce seisu, dzielące krystalinik „wyspy Goryczkowej“ na dwie części (tabl. II). Miejscami skały krystaliczne obu jednostek stykają się ze sobą i wtedy nie sposób jest je odróżnić. Można nawet wyrazić przypuszczenie, że obie łuski łączą się pod „wyspą krystaliczną Goryczkowej“ w jedną całość.

Łuska Jaworowego Grzbietu została wyrwana gdzieś z rejonu Wielkiej Kopy Koprowej, gdzie można się spodziewać istnienia łusek parautochtonicznych mniej przesuniętych, a następnie została przemieszczona aż do swego obecnego położenia.

Położenie poszczególnych elementów tektonicznych po ich odfałdowaniu jest przedstawione na tablicy X.

PRZEKRÓJ WIELKA KOPA KOPROWA — CZUBA GORYCZKOWA — KALACKA TURNIA

(tabl. VI, przekrój VI)

Na tej linii został przeprowadzony przez Rabowskiego przekrój odnaleziony w jego materiałach rękopiśmiennych (1959, tabl. XLIV, przekrój III). Do celów postawionych w tej pracy nie nadawał się on jednak do wykorzystania w większym zakresie, gdyż Rabowski ograniczył się w nim jedynie do przedstawienia głębokości zasięgu czapki krystalicznej Goryczkowej, a nie wypowiedział się zupełnie odnośnie do budowy podłoża depresji Goryczkowej. W odmienny sposób niż u Rabowskiego

została również na przedstawionym tu przekroju ujęta budowa Kalackiej Turni oraz zboczy Doliny Cichej.

Depresja Goryczkowej — Jawora jest w tym przekroju ograniczona również longitudynalną elewacją Wielka Turnia — Myślenickie Turnie. O budowie dna depresji niewiele można powiedzieć, bowiem jest ono tutaj zapewne dość głęboko i nie mamy o jego składzie żadnych bezpośrednich danych, a można się domyślać, jak jest ono zbudowane, z porównania z sąsiednimi przekrojami. Seria Kominów Tylkowych w tym przekroju znajduje się już na północ od fleksury brzeżnej, pod reglami zakopiańskimi. Dalej na południe występuje seria Wąwozu Kraków a jeszcze dalej na południe — seria Liliowego, charakteryzująca się brakiem środkowego triasu i transgresją liasu na dolnym werfenie. Nigdzie bowiem na wschodnim krańcu depresji Goryczkowej — Jawora w Dolinie Suchej Wody nie jest widoczny autochtoniczny środkowy trias. Na południowych zboczach Czuby Goryczkowej i Pośredniego Goryczkowego wyłania się już seria Cichej (transgresja warstw tomanowskich na kampilu i dość gruby lias). Seria Liliowego jest więc tutaj całkowicie skryta pod wyspą krystaliczną Goryczkowej. Natomiast seria Tomanowej, która znajdowała się na południe od serii Cichej, w tym przekroju wychodzi w powietrze i została zupełnie usunięta przez procesy tektoniczne i erozyjne.

Warstwy tomanowskie w profilu Czuby Goryczkowej są silnie sfałdowane — Gorek (1958, pril. 1 i 2) znalazł w nich zaklinowane łupki seisu. Możliwe, że chodzi tu o jakiś oddźwięk antykliny III/IV z depresji Czerwonych Żlebków. Wyższe elementy tektoniczne uległy zniszczeniu. Można się tylko domyślać, że w pobliżu skrętu Stołów miąższość środkowego triasu była już dość znaczna, warstwy tomanowskie i lias zanikną, a zaczynała się tam seria Czerwonych Wierchów, w której dogger transgredował na środkowym triasie. Pewnym potwierdzeniem tego jest obecność środkowego triasu nad albem a pod krystalinikiem Goryczkowej. Trias ten znajduje się tam zapewne w odwróconym położeniu i należy do fałdu Stołów. Fałd Stołów może się ciągnąć pod wyspą krystaliczną Goryczkowej dość daleko i nasuwać się na fałd Czerwonych Wierchów podobnie jak to ma miejsce na wschodnim zboczu Kopy Kondrackiej. Istotnie — niektóre porwaki środkowego triasu pod krystalinikiem Goryczkowej mają odwrócone położenie.

Na północnych zboczach Wielkiej Kopy Koprowej B. Świderski (1922) odnalazł utwory werfeńskie leżące na granitach. Opierając się na jego opisie trzeba przyjąć, że są to piaskowce kwarcytyczne dolnego seisu, łupki i piaskowce górnego seisu oraz co najmniej dolomity i łupki dolnego kampilu („dolomity komórkowe"), choć obecności warstw myophoriowych górnego kampilu w głównym pasmie werfenu nie można tu

też wyłączyć. Werfen ten tworzy tu wyraźną synklinę (depresja longitudynalna Wielkiej Kopy Koprowej — tabl. I), na którą nasuwają się granity grzbietu Magura — Wielka Kopa Koprowa. Zdaniem B. Świderskiego (1922) granity te należą do jądra fałdu Czerwonych Wierchów i ścinają skręt korzeniowy tego fałdu, co obrazuje on w przekonywający sposób na swych przekrojach (op. cit., fig. 1). Zgodnie z tym ujęciem nasunięte granity zaliczyłem do jądra fałdu Czerwonych Wierchów (tabl. II), choć mogą to być także parautochtoniczne łuski krystaliczne utworzone podczas nasuwania się fałdu Giewontu lub płaszczowin reglowych, a nawet jądro krystaliczne fałdu Giewontu.

Faktu nasuwania się granitów ze szczytu Wielkiej Kopy Koprowej na utwory górnowerfeńskie nie uwzględnił A. Gorek (1958, pril. 2). Natomiast A. Michalik (1955), nieco dowolnie zestawiając cytaty z pracy B. Świderskiego (s. 29), starał się wykazać, że werfen zapada pod granity leżące dalej na północ, gdy w rzeczywistości Świderski pisał o zapadaniu werfenu pod granity z grani Wielkiej Kopy Koprowej, leżące dalej na południe. Werfen ten istotnie rozdziela dwa krystaliniki, lecz należałoby raczej kwestionować autochtoniczność granitów południowych, a nie północnych. Ponieważ jednak przy obecnym stanie wiadomości trudno jest oddzielić granity nasunięte od autochtonicznych, na tablicy II nie ograniczyłem linią nasuniętego krystaliniku.

Obecność fałdu Czerwonych Wierchów we wschodniej części depresji Goryczkowej — Jawora opiera się na niewielu, czysto spekulacyjnych przesłankach. Przez analogię z przekrojem przez Kopę Kondracką można się spodziewać, że istnieje tu również południowa dygitacja tego fałdu, na którą nasunął się fałd Stołów. Dalej na wschód — w rejonie Liliowego istnieją strzępy fałdu Czerwonych Wierchów, jest więc możliwe, że jest on szczątkowo rozwinięty również i tutaj.

Natomiast obecność północnej dygitacji fałdu Czerwonych Wierchów jest stwierdzona, gdyż w Dolinie Kondratowej wychodzą skały triasowe, które można zaliczyć do tej dygitacji. Należy tu przede wszystkim tzw. element Ogarle-Opalone (Kotański 1959), który Rabowski uważał za dolną dygitację fałdu Giewontu (1932, 1959). Jak wynika z moich rozważań zawartych w cytowanej pracy, ten antyklinalny element można uznać za przedłużenie antykliny spod Myślenickich Turni, który był od dawna przez Rabowskiego uważany za fragment fałdu Czerwonych Wierchów. Wydaje się mało prawdopodobne, by jednostka Ogarle-Opalone była antykliną podłoża autochtonicznego, gdyż z rejonu położonego dalej na wschód nigdzie nie jest znany autochtoniczny środkowy trias, a przeciwnie — trias środkowy fałdu Czerwonych Wierchów jest znany z Hali Gąsienicowej.

Po nasunięciu się fałdu Czerwonych Wierchów pozostała jeszcze rozległa depresja, do której ześlizgnął się fałd Giewontu. Potężnie rozwinięta w tym przekroju „wyspa krystaliczna Goryczkowej" sięga zapewne głębiej niż to zaznaczył na swym przekroju Rabowski (1400 m), i dochodzi być może nawet do głębokości 1300 m. Być może, że w dolnej części krystaliniku Goryczkowej znajduje się łuska Jaworowego Grzbietu, bowiem dalej na wschód pod Pośrednim Goryczkowym w obrębie skał krystalicznych znajdują się piaskowce dolnego seisu (tabl. II). Na linii przekroju oba te krystaliniki łączą się w jedną całość, lecz być może, iż głębiej znajduje się rozdzielający je seis.

Główna dygitacja fałdu Giewontu spłynęła na północ od antykliny Ogarle-Opalone chyba głębiej, niż to zaznaczył na swym profilu Rabowski. Podginanie się urgonu widoczne na Kalatówkach można już uważać za skręt czołowy fałdu Giewontu, lecz może on się zagłębiać, jak sądzę, nawet nieco poniżej 1000 m. Nad Kalacką Turnią istniała pierwotnie wyższa dygitacja fałdu Giewontu (Rabowski 1959), nazwana dygitacją (fałdem) Wrótek, która zachowała się w lokalnej depresji transwersalnej stropu głównej dygitacji fałdu Giewontu — w depresji Wrótek (Kotański 1959a).

Rozwinięty fałd Stołów sięga niemal po Krzyżne Liptowskie, zakrywając całą depresję Wielkiej Kopy Koprowej (tabl. X). Ojczyzna fałdu Czerwonych Wierchów znajdowała się w rejonie Podbańskiej (Hlina), a fałdu Giewontu — na stokach Soliska w rejonie dolin Furkotnej i Młynicy.

PRZEKRÓJ WIELKA KOPA KOPROWA — KASPROWY WIERCH — MYŚLENICKIE TURNIE

(tabl. VI, przekrój VII)

Depresja Goryczkowej — Jawora w tym przekroju jest ograniczona od północy niezbyt zresztą wybitną longitudynalną elewacją Wielka Turnia — Myślenickie Turnie, na której u stóp Myślenickich Turni pojawia się trias mogący należeć do fałdu Czerwonych Wierchów. Budowa serii autochtonicznych w depresji Goryczkowej — Jawora jest nieznana. Można się domyślać, że rozwinięte są tu głównie serie Wąwozu Kraków (transgresja doggeru na anizyku) i Liliowego. Natomiast seria Kominów Tylkowych wykracza już na północ od fleksury brzeżnej depresji Goryczkowej — Jawora i kryje się pod reglami zakopiańskimi.

Jest bardzo prawdopodobne, iż już ten przekrój może przecinać obszary, gdzie dogger transgreduje bezpośrednio na werfenie. Byłaby to hipotetyczna seria Koszystej, cechująca się maksymalnymi lukami straty-

graficznymi (brak środkowego i górnego triasu oraz dolnej jury). Seria ta jest być może bardziej rozwinięta dalej na wschodzie.

Na zboczach Doliny Cichej odsłania się już seria Liliowego, charakteryzująca się transgresją liasu na dolnym kampilu lub nawet na seisie.

Budowa zboczy Kasprowego w Dolinie Cichej została bardzo szczegółowo przedstawiona przez F. Rabowskiego (1959), a właściwie została zinterpretowana jeszcze przez M. Limanowskiego (1911a). Natomiast budowa tych zboczy na przekrojach A. Gorka (1958) została przedstawiona zupełnie niewłaściwie. Według niego np. alb w urgon i malm wfałdowany jest z góry, podczas gdy w rzeczywistości wychodzi on z dołu. Widoczne na przekroju zdygitowanie liasu wraz z malmem również zostało przez Rabowskiego szczegółowo udokumentowane, podczas gdy Gorek uważał wapienie malmu za normalne przewarstwienia w liasie.

W przekroju tym trudno jest już doszukiwać się sfałdowań depresji Czerwonych Żlebków. lecz jeśli wolno takie paralelizacje snuć dalej, to lias ten może należeć do elementów odpowiadających odpowiednio rozbudowanej IV synklinie. Seria Cichej i Tomanowej znajdowała się niegdyś w bardziej południowych elementach tektonicznych. Ponieważ pod Liliowem znajduje się czapka tektoniczna środkowego triasu wfałdowana z góry w malm, skręt Stołów i oczywiście ewentualny skręt korzeniowy fałdu Czerwonych Wierchów musiał się znajdować znacznie dalej na S, niż to rysował Rabowski (1959, tabl. XLVI). Trias środkowy pod Liliowem należy już bowiem do serii Czerwonych Wierchów, a między nim a serią Liliowego powinno być miejsce na zmieszczenie serii Cichej, Tomanowej i Rzędów. nawet jeśli się przyjmie, że były one już w tym przekroju silnie zredukowane.

We wschodniej części grani Wielkiej Kopy Koprowej znajdują się płaty werfenu (piaskowce kwarcytyczne dolnego seisu) leżące na trzonie krystalicznym (Świderski 1922), które zachowały się tam w longitudynalnej depresji (tabl. I). Nie można ich jednak uważać za skręt korzeniowy fałdu Czerwonych Wierchów, gdyż rozwinięty fałd Stołów sięga dalej na południe — aż po Krzyżne Liptowskie (tabl. X). Na werfen ten nasunięte są z kolei granity, zaliczone umownie do jądra krystalicznego fałdu Czerwonych Wierchów (tabl. II).

Pod czapką krystaliczną Goryczkowej można się miejscami spodziewać szczątków fałdu Stołów. Wynika to choćby z faktu, iż jeszcze tutaj istnieje przedłużenie longitudynalnej elewacji Smreczyńskiego, z której został zdarty ten element. Dalej na północ pod wyspą Goryczkowej zachowały się również strzępy fałdu Czerwonych Wierchów, znajdujące się zapewne w położeniu normalnym. Wynika to z faktu, że miejscami nad albem na zboczach Doliny Cichej znajdują się odseparowane od siebie łuski środkowego triasu i urgonu w normalnym następstwie stratygra-

ficznym. Również przez analogię do sytuacji w Dolinie Stawów Gąsienicowych, gdzie zachował się fragment fałdu Czerwonych Wierchów w normalnym położeniu złożony ze środkowego triasu i malm, został wyrysowany fragment południowej dygitacji tego fałdu również i w tym przekroju.

Północna dygitacja fałdu Czerwonych Wierchów wyłania się pod Myślenickimi Turniami (Limanowski 1910b, Rabowski 1931 a, b, c). Jest tam ona złożona z warstw kampilu i anizyku, możliwe jednak, że wyższe ogniwa stratygraficzne tego fałdu istnieją pod morenami jeszcze nieco dalej ku północy.

Jak wynika z odfałdowania, te części fałdu Czerwonych Wierchów mogą pochodzić z rejonu dolnej części Doliny Cichej koło Podbańskiej.

Fałd Giewontu w tym przekroju składa się głównie z potężnej czapki skał krystalicznych, które ześlizgnęły się do depresji Goryczkowej, istniejącej jeszcze po częściowym wypełnieniu depresji Goryczkowej — Jawora przez fałd Czerwonych Wierchów, który następnie został silnie ścięty. Fałd Giewontu w czołowej części jest silnie zdygitowany i przefałdowany z płaszczowiną reglową dolną. Zgodnie z poglądami Rabowskiego (1959) przyjmuję, że w Myślenickich Turniach wyłaniają się dwie niższe dygitacje, podczas gdy trzy wyższe dygitacje, częściowo złuskowane (Lefeld 1957) zachowały się w Zawracie Kasprowym i Kopie Magury.

Jak wynika z odfałdowania, fałd Giewontu w tym przekroju ześlizgnął się grawitacyjnie z rejonu południowego brzegu Tatr, znajdującego się między Szatanem a Szczyrbskim Jeziorem (tabl. X).

PRZEKRÓJ GŁADKA PRZEŁĘCZ — WALENTKOWA — SKRAJNA TURNIA — GŁADKIE JAWORZYŃSKIE

(*tabl. VI, przekrój VIII*)

Na tej linii nie był dotychczas konstruowany pełny przekrój przez pasmo wierchowe Tatr. Budowa rejonu Kopy Magury została dokładnie przedstawiona przez F. Rabowskiego (1930c, 1931b, 1959) i J. Lefelda (1957), a pas wychodni wierchowych ciągnących się od Hali Gąsienicowej do Liliowego i Skrajnej Turni był opisywany przez F. Rabowskiego (1959), A. Michalika (1955) i przeze mnie (Kotański in Rabowski 1959, Kotański 1959d).

Linia przekroju przebiega przez skłon elewacji Koszystej ku depresji Goryczkowej. Podłoże autochtoniczne wyłania się tutaj w kilku miejscach na powierzchnię, można więc z dużym prawdopodobieństwem zrekonstruować skład i wykształcenie poszczególnych ogniw stratygraficznych.

Należy przede wszystkim podkreślić, iż na obu zboczach przełęczy Liliowe mamy do czynienia z transgresją górnego liasu bezpośrednio na dolny kampil lub nawet seis, a brak jest tu zupełnie środkowego triasu, który w innych seriach charakteryzuje się znaczną miąższością. Dalej na północ, w rejonie Hali Gąsienicowej również nie ma nigdzie środkowego triasu. Nie można zatem wyłączyć, iż seria Liliowego lub nawet seria charakteryzująca się transgresją doggeru na werfen (hipotetyczna seria Koszystej) ciągnie się dalej na północ i na wschód. Seria ta sięga zapewne na północ od fleksury brzeżnej (tabl. X). Seria Kominów Tylkowych przebiega zapewne o wiele dalej na północy, w podłożu dygitacji Krokwi. Natomiast pod dygitacją Suchego Wierchu może się jeszcze ciągnąć seria Wąwozu Kraków.

Jedyną pewną stwierdzoną serią na tym obszarze jest seria Liliowego, widoczna przy szlaku na Liliowe oraz w Żlebie pod Skrajną Turnią (Kotański 1959d). Skręt widoczny w tym żlebie nie jest jednak skrętem korzeniowym fałdu Czerwonych Wierchów, jak to mylnie przypuszczałem, opierając się na dotychczas przyjętych paralelizacjach (Limanowski 1911a, Świderski 1922), lecz jest to po prostu podrzędny skręt mniejszych rozmiarów, rozwijający się na zboczu longitudynalnej elewacji podłoża, analogiczny do takich skrętów, jak skręt Kufy, Stołów, czy Małej Koszystej. Skręt ten, który nazywam skrętem (synkliną) Liliowego (por. tabl. I), powstał na zboczu elewacji Walentkowej, której istnienie wynika z obserwacji F. Rabowskiego (1938). Elewacja ta jest odpowiednikiem elewacji Smreczyńskiego, którą — jak to wynika z opisu poprzednich przekrojów — można prześledzić na znacznej przestrzeni od Ornaku do Walentkowej, a może nawet do Młynarza (por. tabl. I).

Jak to już pisałem w Części I, synklinę Gładkiej Przełęczy Rabowskiego (1938) można uznać za przedłużenie longitudynalnej depresji Wielkiej Kopy Koprowej, którą dalej ku wschodowi można prześledzić aż do Szpiglasowej Przełęczy (por. tabl. I).

Fałd Czerwonych Wierchów zachował się na linii tego przekroju w kilku miejscach. Wszędzie warstwy należące do tego fałdu znajdują się w normalnym położeniu. Odnosi się to zarówno do strzępu triasu pod Beskidem, jak szczególnie do większych wychodni w Dolinie Stawów Gąsienicowych przy szlaku na Liliowe i Kasprowy, gdzie kampil (w strzępach) i anizyk leży na marglach autochtonicznego albu. Na anizyku leży u malm, a na nim, w pobliżu Sobkowego (Litworowego) Stawu — granity oddzielone od granitów wyspy Goryczkowej werfenem (Rabowski 1959, Michalik 1955). Jak już pisałem, (Kotański in Rabowski 1959), nie może to być jądro krystaliczne fałdu Czerwonych Wierchów, jak sądził Michalik, gdyż granit ten leży na górnym skrzydle fałdu Czerwonych Wierchów. Jest to łuska (łuska Sobkowego Stawu) znajdująca się w spągu

głównej dygitacji fałdu Giewontu, w analogicznym położeniu jak łuska Jaworowego Grzbietu (tabl. II). Możliwe zresztą, że obie łuski łączą się ze sobą pod „wyspą krystaliczną Goryczkowej".

Fałd Czerwonych Wierchów, złożony jednak zapewne tylko z utworów triasowych, ciągnie się aż do Hali Gąsienicowej w spągu nasuniętego jądra krystalicznego fałdu Giewontu, gdyż w wapienniku na hali na urgonie i albie autochtonicznym leży górny kampil (dolomity nadmyophoriowe) i najniższy anizyk z brekcją podstawową i dolomitami cukrowatymi. Jest to ostatni ślad istnienia fałdu Czerwonych Wierchów, który dalej na północy został zapewne zupełnie ścięty przez fałd Giewontu (Kotański in Rabowski 1959, s. 154, notka 4).

Przekrój został poprowadzony tak, że przecina on jądro krystaliczne fałdu Giewontu tylko w północnej części Uhrocia Kasprowego. Jak wiadomo, nasunięcie krystaliniku na serie osadowe można prześledzić od Beskidu aż do północnych zboczy Uhrocia.

Przekrój przez Gładkie Jaworzyńskie został w zasadzie podany zgodnie z koncepcją Rabowskiego (1959), który widział tam co najmniej trzy dygitacje fałdu Giewontu. Dygitacje te mają częściowo charakter łuskowy, a na ich obrazie intersekcyjnym na mapie zaważyła w znacznym stopniu obecność kilku drobnych depresji i elewacji istniejących w stropie głównej dygitacji fałdu Giewontu (Lefeld 1957). Przekrój przebiega przez depresję Gładkiego Jaworzyńskiego (por. tabl. I). Zgodnie z Lefeldem nie rysuję w ogóle najwyższej dygitacji, która — według Rabowskiego — miałaby być na północnym zboczu Kopy Magury podgięta wstecznie ku południowi.

Zgodnie z obserwacjami Rabowskiego (1959) zaznaczyłem, że werfen reglowy w Żlebie pod Czerwieniec jest przefałdowany z urgonem i albem fałdu Giewontu, tworzącym pod Czubą Jaworzyńską drobną dygitację.

S. Sokołowski (1948, 1960) część werfenu w górnej części Żlebu pod Czerwieniec, w rejonie starych sztolni, zalicza do serii wierchowej. Sytuacja nie jest tam zupełnie wyjaśniona i wymaga szczegółowych badań. W każdym razie nie może to być najwyższa dygitacja fałdu Giewontu. lecz po prostu wierchowy porwak płaszczowiny reglowej dolnej (zob. tabl. II, łuska werfenu w Żlebie pod Czerwieniec).

Jak wynika z odfałdowania (tabl. X), ojczyzna widocznego w tym przekroju najbardziej wschodniego skrawka fałdu Czerwonych Wierchów mogła się znajdować w rejonie Doliny Krzyżnej na południowych stokach Krzyżnego Liptowskiego, aż do wylotu Doliny Koprowej. Natomiast ojczyzny wschodniej części fałdu Giewontu należy szukać w rejonie Osterwy i w dolnej części Doliny Mięguszowieckiej, a nawet koło Szczyrbskiego Jeziora.

PRZEKRÓJ MAŁEJ KOSZYSTEJ
(*tabl. VII, przekrój I*)

Jest to uproszczony przekrój J. Głazka (1959, fig. 2), interpretowany przez niego (op. cit.) i przeze mnie (1959d, fig. 1). Uprzednio pracował na tym terenie A. Michalik (1955), którego zasługą jest udowodnienie, że wierchowy środkowy trias na Małej Koszystej nie jest autochtoniczny, jak to sądzono od czasów Uhliga, lecz jest nasunięty i oddzielony od werfenu autochtonicznego strzępem utworów krystalicznych widocznych na zboczu Doliny Waksmundzkiej.

Przekrój przecina północny stok elewacji Koszystej na zachód od jej maksimum, które wypada na linii Wołoszyna. Stok ten jest pochylony ku północy, jednak kąt pierwotnego nachylenia zbocza elewacji można odczytać tylko na granicy krystaliniku z werfenem, nie zaś na granicy autochtonicznego urgonu z albem, jak to było czynione dotychczas. Jest to spowodowane tym, że autochtoniczna seria wierchowa jest tu ograniczona wyłącznie do utworów seisu (Michalik 1955), leżącego na skałach krystalicznych, które miejscami zachowały ślady permskiego wietrzenia (Głazek 1959). Zdaniem A. Michalika (1956) jest to tektoniczna „brekcja koperszadzka" leżąca w spągu nasuniętego lub przesuniętego dolnego triasu, który cały jest nasunięty. Z poglądem tym polemizował J. Głazek (op. cit.), który udowodnił, że istnieją drobne fałdy autochtoniczne obejmujące krystalinik i werfen, w których dochodzi miejscami do przesunięcia się werfenu względem krystaliniku, a nawet do lokalnego nasuwania się granitu na werfen, nie można jednak w ogóle kwestionować autochtoniczności werfenu *en block*. Widoczne są przy tym skręty synklinalne w warstwach werfeńskich, z których największy proponuję nazywać skrętem (sykliną) Małej Koszystej (tabl. I). Skręt ten jest zupełnie analogiczny do takich skrętów jak skręt Kufy, Stołów lub Liliowego — wszystko to są skręty korzeniowe fałdów autochtonicznych rozwijających się na antyklinach (longitudynalnych elewacjach) podłoża. Nie jest to jednak z pewnością skręt korzeniowy fałdu Czerwonych Wierchów.

Brak na Koszystej wyższych ogniw stratygraficznych od dolnego werfenu nie pozwala na ustalenie, do której serii wierchowej należą te warstwy. Najbliżej znajduje się seria Liliowego, gdzie lias transgreduje bezpośrednio na dolnym triasie. Można zatem przypuszczać, że brak środkowego triasu na elewacji Koszystej został częściowo spowodowany erozją związaną z ruchami starokimeryjskimi. Ponieważ na Liliowem jest już tylko najwyższy lias, można się spodziewać, że w pewnych miejscach bezpośrednio na werfenie mógł transgredować dopiero dogger (hipotetyczna seria Koszystej — tabl. IX). Ponieważ jednak na Koszystej brak jest również i autochtonicznego malmu, brak tych wyższych ogniw stra-

tygraficznych można wiązać z subhercyńską, przedszariażową erozją oraz z wytłoczeniami tektonicznymi.

Na stokach Wołoszyna (Polana pod Wołoszynem) również zachował się tylko autochtoniczny werfen, gdyż opisany stamtąd przez A. Michalika (1955) wierchowy kajper należy zapewne do serii reglowej (Kotański 1959b). Znajduje się tam również środkowy trias, który jest jednak nasunięty (dolomity i wapienie cukrowate z dolnego anizyku z fauną ślimaków i małżów). Zagadnieniem tym zajmuje się ostatnio dokładniej mgr J. Głazek.

Najbliższym rejonem, gdzie występują młodsze ogniwa autochtonicznej serii wierchowej, są dopiero zachodnie zbocza Szerokiej Jaworzyńskiej. Znajduje się tam trias środkowy o dużej miąższości oraz węglanowy górny trias, na który bezpośrednio transgreduje dogger, a brak jest liasu (seria Spis-Michałowej — tabl. IX). Brak jest zatem zupełnie analogii do serii Liliowego, czy też do suponowanego profilu stratygraficznego na elewacji Koszystej. Pewne analogie z tym rejonem mogłyby się znaleźć po udowodnieniu, że seria Białej Wody, której obecność podejrzewam, istnieje naprawdę.

W związku z tymi trudnościami punkt odniesienia umieściłem w spągu werfenu autochtonicznego na wysokości 1000 m.

Jak to już pisałem w Części I można się spodziewać, iż na elewacjach transwersalnych nie rozwinęły się w ogóle fałdy wierchowe. Fałd Czerwonych Wierchów w Dolinie Suchej Wody jest już zachowany tylko w strzępach, jest więc mało prawdopodobne, by odkryte przez A. Michalika (1955) granity dzielące werfen od środkowego triasu stanowiły jądro fałdu wierchowego — czy to Giewontu (Michalik 1955), czy też Czerwonych Wierchów (Głazek 1959, Kotański 1959d). Jak to wykazaliśmy z J. Głazkiem, zaliczenie tego krystaliniku do fałdu Giewontu jest niemożliwe, gdyż leżący nad nim środkowy trias znajduje się w odwróconym położeniu. Oprócz przytoczonych wyżej obiekcji natury teoretycznej przeciw uznaniu tego krystaliniku za jądro fałdu Czerwonych Wierchów przemawia również fakt, że — zgodnie z dowodami przedstawionymi w tej pracy — nie ma w ogóle jądra krystalicznego tego fałdu nasuniętego na serie osadowe, z wyjątkiem łusek parautochtonicznych w rejonie Wielkiej Kopy Koprowej. Jądro krystaliczne jest wprawdzie rozwinięte bardzo dobrze w dolnym wielkim fałdzie wierchowym, lecz jest to fałd Szerokiej Jaworzyńskiej, który z całą pewnością nie wykracza jednak poza depresję Szerokiej Jaworzyńskiej.

Tak więc pozostaje przyjąć, że łuska krystaliczna na Małej Koszystej jest po prostu porwakiem płaszczowiny reglowej, co jest zgodne z rozważaniami teoretycznymi. Porwak ten został wyrwany z podłoża gdzieś

z południa (zapewne z rejonu na S Szczyrbskiego Jeziora i Wyżnich Hag — por. tabl. X) i przywleczony dalej ku północy, a dopiero później została oddarta pokrywa triasowa z elewacji longitudynalnej i została nasunięta na porwak krystaliniku.

Za porwak tektoniczny płaszczowiny reglowej dolnej należy również uznać nasunięty środkowy trias na Małej Koszystej, który znajduje się tam w odwróconym położeniu (Głazek 1959, Kotański 1959d). Jest tu być może sytuacja analogiczna do zboczy Bobrowca, gdzie pod nasunięciem reglowym znajdują się porwaki środkowego triasu w odwróconym położeniu, pochodzące z parautochtonicznego fałdu Kominów Dudowych. Analogiczna antyklina podłoża mogła istnieć również i tutaj. Mogła to być antyklina homologiczna do fałdu Stołów, gdzie jest — jak wiadomo — dobrze rozwinięty środkowy trias. Jak wynika z rozwinięcia sfałdowań wierchowych (tabl. X), do tego rejonu sięgała jeszcze seria Spis-Michałowej, z której może pochodzić również środkowy trias i kampil tego porwaka. Ojczyzną tego porwaka triasowego może być w takim razie rejon Morskiego Oka — Mięguszowieckich Szczytów (tabl. X).

PRZEKRÓJ SZEROKA JAWORZYŃSKA — HORWACKI WIERCH — HOLICA
(*tabl. VII, przekrój II*)

Już V. Uhlig (1900) wiódł tędy jeden ze swych profilów, na którym widać było nasunięcie granitu na skały osadowe (tab. II, b, f, 4, Tafel VII); profil ten skorygował i zinterpretował następnie M. Lugeon (1903, fig. 5).

Przekrój ten, doskonale widoczny z Polski, był od dawna przedmiotem zainteresowania geologów polskich. Pierwszy przekrój sporządził S. Sokołowski (in Nowak 1929), którego ujęcie oparte na badaniach jego i F. Rabowskiego było przez cały okres międzywojenny podstawą do rozważań tektonicznych. Po przyłączeniu Jaworzyny oraz całego masywu Szerokiej Jaworzyńskiej do Polski w 1938 r., F. Rabowski (1939) w swej ostatniej przed śmiercią pracy zamieścił szkic profilowy prawego zbocza Doliny Białej Wody. Najnowszy przekrój, oparty o wyniki nowego zdjęcia geologicznego dał D. Andrusov (1950). Wykazał on m.in. pod jądrem fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej obecność niższych jednostek tektonicznych, złożonych z krystaliniku i werfenu, którym przypisywał on charakter dygitacyjny. Jednostki te uznał A. Michalik (1955) za fragment najniższego fałdu wierchowego, odpowiadającego jednostce Kominów Tylkowych.

D. Andrusov (1950) wykazał również, że granity z jądra fałdu Giewontu nie dochodzą do dna Doliny Białej Wody, jak to było zaznaczone

na przekroju Sokołowskiego (in Nowak 1929) i na jego powojennej mapie tektonicznej (1948, tabl. XIV). To przeoczenie sprostował już zresztą uprzednio F. Rabowski (1939) na swym szkicu tektonicznym. Andrusov ponadto oddzielił odwrócone granity brzusznego skrzydła fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej od granitów skrzydła górnego.

W ujęciu Andrusova pozostawało jednak wiele zagadnień niezupełnie wyjaśnionych, głównie ze względu na niedopracowaną jeszcze wówczas stratygrafię triasu.

Podczas kilkakrotnych, niestety niedługich wypraw na Szeroką Jaworzyńską mogłem poczynić pewne obserwacje, które pomagają zrozumieć budowę tego ciekawego masywu (Kotański 1956b, 1959b, d, e). Nadal jednak jest jeszcze daleko od poznania jego budowy w szczegółach.

W serii autochtonicznej masywu Szerokiej Jaworzyńskiej bardzo wybitnie jest rozwinięty środkowy trias, który osiąga miąższość 450 m. Prócz niego w niektórych miejscach (górna część Doliny Spis-Michałowej, grzbiet dzielący tę dolinę od Litworowego Żlebu i zbocza Świstówki nad Doliną Jaworową) jest tam górny trias w facji węglanowej (Kotański 1956b, 1959d, Borzá 1959). Liasu brak, a bezpośrednio na górnym triasie transgreduje bajos lub baton. Upoważnia to do wydzielenia tu osobnej serii Spis-Michałowej (tabl. IX).

W dolnej części Doliny Spis-Michałowej i nad Białą Wodą środkowy trias zanika. D. Andrusov (1950) pisze, że werfen jest tam lokalnie nasunięty ku południowi na środkowy trias, na jego przekroju jednak nie jest to takie jasne. Środkowego triasu nie ma już tam prawdopodobnie wcale, a dogger transgredować tu może bezpośrednio na kampilu. Nie można jednak wyłączyć możliwości, że ów werfen nasunięty na skały węglanowe jest po prostu liasem. Zagadnienia tego nie udało mi się na razie wyjaśnić definitywnie, gdyż odkrywki nie są tam dobre, zarośnięte bujną roślinnością i mieszczą się one na terenach ścisłego rezerwatu i paszników dla zwierząt, co uniemożliwia do nich dostęp. Jeśliby moje przypuszczenia okazały się słuszne, to należałoby wtedy wyodrębnić tu nową serię, dla której rezerwuję nazwę Białej Wody. Seria ta ciągnie się zapewne dalej ku północy, jak to zaznaczyłem na przekroju. Mogłaby ona stanowić pewien łącznik z niepełnymi seriami autochtonicznymi z elewacji Koszystej, gdzie nie ma wcale autochtonicznego środkowego triasu (por. tabl. IX).

Opierając się na tych przesłankach, odnoszących się do składu serii autochtonicznych w północnej części zbiornika, punkt odniesienia umieściłem na fleksurze brzeżnej na wysokości około 400 m.

Biorąc pod uwagę dotychczasowe badania, można dojść do przekonania, że alb z polany Biała Woda i ze żlebu Rozpadliny zamyka się

tutaj synklinalnie, gdyż leży on na urgonie i przykryty jest urgonem i malmo-neokomem. Można jednak przypuszczać, że nie jest on jednak podwojony, ponieważ wapienie glaukonitowe albu z bogatą fauną (Passendorfer 1930) spotyka się tylko na urgonie ze spągu, a nigdy ze stropu, co świadczy o tym, że może on być nań lokalnie nasunięty. Skręt zaznaczający się w wapieniach urgonu, neokomu i malmu nie jest skrętem korzeniowym fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej, jak to się dotychczas sądziło, bowiem ten ostatni jest nasunięty z daleka. Skręt ten nazywam skrętem (synkliną) Białej Wody (tabl. I), a częściowo związane z nim wapienie urgonu, neokomu i malmu należą do fałdu Białej Wody, oderwanego przez nasuwający się fałd Szerokiej Jaworzyńskiej z obszaru elewacji Młynarza (tabl. I). Przy dawnych wyobrażeniach o mechanizmie tworzenia się fałdów wierchowych do tej jednostki stosowało się termin „brzuszne skrzydło fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej", choć termin ten nie określa wiernie charakteru tektonicznego niższych jednostek z Szerokiej Jaworzyńskiej. Skręt i fałd Białej Wody można porównać do skrętu i fałdu Stołów, z tą jednak różnicą, że powstał on pod wpływem nasuwania się dolnego fałdu wierchowego po longitudynalnej elewacji podłoża, co spowodowało odgięcie najbardziej zewnętrznej pokrywy tej elewacji i jej przesunięcie ku północy. Natomiast w przypadku skrętu i fałdu Stołów dolny fałd wierchowy (fałd Czerwonych Wierchów) prześlizgnął się po elewacji, natomiast dopiero górny fałd (fałd Giewontu) spowodował oddarcie pokrywy osadowej z elewacji, jej zwinięcie i nasunięcie na fałd dolny. Większych analogii można się doszukać ze skrętem Kufy i fałdem Kominów Dudowych, który jest fałdem parautochtonicznym, powstałym jednak dopiero pod naciskiem płaszczowin reglowych.

Rozwinięty fałd Białej Wody i skręt spod Zamków sięga daleko poza Zieloną, aż do doliny Rówienki.

Do górnego skrzydła fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej należy, zgodnie z badaniami D. Andrusova (1950), tylko krystalinik Horwackiego Wierchu z pokrywą seisu ciągnącą się dalej na północ. W związku z tym seria Szerokiej Jaworzyńskiej ma bardzo niepełną charakterystykę (tabl. IX).

Krystalinik Szerokiej i Zamków uważany jest za brzuszne skrzydło tego fałdu, gdyż w jego spągu ciągnie się pas werfenu (Andrusov op. cit.). Brzusznym skrzydłem fałdu są te utwory jedynie z paleogeograficznego, jednak nie z geometrycznego punktu widzenia, nigdzie bowiem nie zachował się skręt łączący je z górnym skrzydłem. Wyraźny skręt widoczny pod Zamkami obejmuje tylko autochtoniczne warstwy triasowe ścięte przez nasunięte wyższe jednostki. Skręt ten (skręt lub synklina pod Zamkami — tabl. I) nie jest odpowiednikiem skrętu Białej Wody i znajduje się od niego dalej na południe.

Jednostkę Szerokiej i Zamków, znajdującą się w odwróconym położeniu, można uważać za porwak wyrwany przez fałd Szerokiej Jaworzyńskiej z longitudynalnej elewacji podłoża w podobny sposób, jak utworzył się porwak triasu Małej Koszystej w spągu płaszczowiny reglowej. Elewacja taka znajdowała się jeszcze dalej na południe od elewacji (antykliny) Młynarza — na obszarze najwyższej części Tatr Wysokich (Wysoka — Gierlach — Polski Grzebień — Staroleśna — Jaworowe Szczyty — por. tabl. X).

Leżące poniżej odwróconego werfenu Zamków strzępy krystaliniku z werfenem w spągu nie należą do osobnej dygitacji i nie tworzą niższego fałdu wierchowego, lecz stanowią dolne łuski krystaliczne fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej, porwane przez ten fałd z podłoża (tabl. II) i nieco opóźnione w stosunku do niego w ruchu nasuwawczym.

W „brzusznym skrzydle" fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej doszło do usamodzielnienia się poszczególnych ogniw litologicznych przy ruchu nasuwawczym. Takim samodzielnym elementem tektonicznym są warstwy myophoriowe kampilu, tworzące osobną łuskę leżącą na autochtonicznych wapieniach malmo-neokomo-urgonu skrętu Białej Wody, a poniżej krystaliniku Horwackiego Wierchu, należącego jak wiadomo do górnego skrzydła fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej. Łuska kampilu przefałdowuje się z wapieniami skrętu Białej Wody oraz z leżącymi dalej na północ wapieniami fałdu Białej Wody. W północnym zboczu Doliny Spis-Michałowej można obserwować bardzo skomplikowane przefałdowywanie się tych warstw (Kotański 1959d).

Jak już pisałem w Części I jest rzeczą możliwą, że seria Szerokiej Jaworzyńskiej została przed szariażem zerodowana, co spowodowało, że składa się ona tylko z seisu, a uwzględniając łuskę kampilu z brzusznego skrzydła fałdu — również z warstw myophoriowych.

Z rozwinięcia fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej wraz z jej spągowymi łuskami wynika, że przywędrował on z obszarów położonych na S od głównej grani Tatr i sięgających aż południowego brzegu Tatr (tabl. X). Ojczyzna tego fałdu znajdowała się na południowych stokach Gierlacha w rejonie Doliny Batyżowieckiej oraz poza Tatrami na obszarze położonym między Szczyrbskim Jeziorem, Wyżnimi Hagami i Tatrzańską Polanką. Fałd ten ześlizgnął się grawitacyjnie do depresji Szerokiej Jaworzyńskiej, wypełniając ją niemal całkowicie, tak że do powstania górnego fałdu wierchowego właściwie tutaj nie doszło.

Skały krystaliczne i werfeńskie znajdujące się w pozycji tektonicznej fałdu Giewontu należy uważać za porwaki płaszczowiny reglowej dolnej wyrwane podczas szariażu z miejsc, które uprzednio zostały prawdopodobnie poddane intensywnej erozji. Miejsca takie znajdowały się gdzieś dalej na Spiszu, daleko na południe od Wyżnich Hag.

PRZEKRÓJ SZEROKA JAWORZYŃSKA — GOŁY WIERCH
(*tabl. VII, przekrój III*)

Przekrój ten oparty jest o mapę i profil D. Andrusova (1950), jednak interpretacja jego jest odmienna. D. Andrusov nie oddzielił na mapie triasu (kampilu) nasuniętego od środkowego triasu autochtonicznego, a na swym profilu zrobił to tylko częściowo. Poza tym jego profil przez zachodnią część masywu Szerokiej Jaworzyńskiej od strony Doliny Jaworowej nie miał powiązania z profilem widocznym we wschodniej części tego masywu, w Dolinie Białej Wody. W tym ostatnim profilu widoczne są znaczne komplikacje, które muszą mieć jakąś kontynuację również dalej na zachód. Tymczasem w interpretacji Andrusova nie można się dopatrzeć analogii budowy w obu przekrojach, a warstwy autochtoniczne w północnej części profilu — w jego ujęciu — zapadają zbyt stromo.

Punkt odniesienia umieściłem w tym przekroju na fleksurze brzeżnej depresji Szerokiej Jaworzyńskiej na wysokości około 500 m n.p.m. Znajduje się on tutaj nieco wyżej niż w poprzednim przekroju, gdyż znajdujemy się już w pobliżu wschodniego skrętu elewacyjnego ku elewacji Jagnięcego, który zaznacza się bardzo wyraźnie na zboczach Doliny Jaworowej.

Dno depresji Szerokiej Jaworzyńskiej jest zapewne zbudowane z serii o profilu zbliżonym do hipotetycznej serii Białej Wody, o której pisałem w objaśnieniach do poprzedniego przekroju. Seria ta nigdzie nie ukazuje się na powierzchni w tym przekroju, a widoczne, bardziej południowe części warstw autochtonicznych są już rozwinięte w postaci serii Spis-Michałowej (transgresja doggeru na węglanowym górnym triasie). Można przypuszczać, że alb i urgon tej serii widoczny na polanie Jaworzynka są już bliskie skrętu Białej Wody. Na alb jest nasunięta bezpośrednio łuska kampilu, w której spągu nie zachowały się strzępy malmu, neokomu lub urgonu fałdu Białej Wody. Nie można jednak wyłączyć, że porwaki takie znajdują się głębiej pod tą łuską dalej ku północy.

Odpowiednik skrętu pod Zamkami jest widoczny również i nad Doliną Jaworową, pod czapką krystaliczną Szerokiej Jaworzyńskiej.

Krystalinik Szerokiej Jaworzyńskiej, który znajduje się w odwróconym położeniu z seisem w spągu, wysuwa się w tym przekroju daleko ku północy, aż w okolice polany Jaworzynka, gdzie nasuwa się na urgon skrętu Białej Wody. Krystalinik ten wraz z seisem z jego spągu należy uważać za porwak fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej wyrwany z jakiejś południowej longitudynalnej elewacji podłoża i przesunięty daleko na północ. Natomiast z samego fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej zachował się w tym przekroju tylko seis widoczny pod nasunięciem reglowym Suchego Wierchu. Nie ma

żadnych podstaw do przyjmowania, że w czołowej części tego fałdu zachował się środkowy trias i malm, jak to wyrysował D. Andrusov (1950).

Wybitny rozwój w tym przekroju wykazuje łuska kampilu, która pokrywa na dużej przestrzeni malm, neokom i urgon skrętu Białej Wody, a nawet sięga dalej na północ niż wapienie fałdu Białej Wody, gdyż nasuwa się bezpośrednio na synklinalny alb, dochodząc niemal do kontaktu z nasunięciem reglowym, od którego jest oddzielona tylko cienkim pasmem seisu fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej. W dolinkach Świstówce i Szerokiej w oknach tektonicznych wyłaniają się spod kampilu wapienie malmo-neokomu skrętu Białej Wody.

Łuska kampilu na mapie i profilu Andrusova łączy się bezpośrednio z autochtonicznym triasem środkowym widocznym nad Doliną Jaworową, co nie odpowiada rzeczywistości. Możliwe, że w łusce kampilu znajduje się również i anizyk, gdyż ma ona w tym przekroju większą miąższość niż w przekroju poprzednim. Nie jest natomiast możliwe, by w czołowej części tej łuski istniał antyklinalny malm, jak to wyrysował na swym przekroju Andrusov, uważając tę łuskę za regularny element fałdowy wychodzący z triasu autochtonicznego.

Porwaki tektoniczne w spągu nasunięcia reglowego odpowiadające położeniem fałdowi Giewontu w tym przekroju nie zachowały się.

Pozycja paleogeograficzna różnych jednostek fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej została ustalona przy opisie poprzedniego przekroju i jest przedstawiona na tablicy X.

PRZEKRÓJ PRZEZ PRZEŁĘCZ POD KOPĄ

(*tabl. VII przekrój IV*)

Na linii tej nie był prowadzony dotychczas przekrój. Nieco dalej na zachód skonstruowałem przekrój przez grań Jagnięcego (Kotański 1958b). Obecny przekrój skonstruowałem w oparciu o mapę i opisy S. Sokołowskiego (1948) oraz o własne obserwacje.

Na trzonie krystalicznym spoczywa tutaj seria wierchowa zaczynająca się permem (Sokołowski 1948, Passendorfer 1950, 1957, 1959b), co może być podstawą wyróżnienia tu osobnej podserii koperdzadzkiej (por. tabl. IX). Na nim leży seis, wyżej kampil z dobrze rozwiniętymi warstwami myophoriowymi, i wreszcie anizyk widoczny na zboczu Doliny Koperszadów Zadnich (Kotański 1958b). Wyższych warstw środkowego triasu oraz górnego triasu, jak również jury tu brak. Warstwy te mają układ monoklinalny, lecz w dolnej części zboczy upady znacznie się zwiększają. Trudno jest porównywać serię koperszadzką z serią Spis-Michałowej lub z innymi seriami wierchowymi, gdyż nie wiemy tu nic o wy-

kształceniu granicznych warstw triasu i jury, których charakter jest podstawą wyróżniania serii wierchowych. Z tego powodu ewentualna podseria koperszadzka może być traktowana jako pewna odmiana serii Spis-Michałowej, a na tablicy X nie wyznaczyłem granicy między nimi.

W rejonie Przełęczy pod Kopą na łupkach górnego seisu leżą piaskowce dolnego seisu, a nad nimi być może znajdują się granity (Sokołowski 1948). Piaskowce seisu nie wchodzą jednak pod wapienie środkowego triasu, jak to ujął S. Sokołowski (op. cit., fig. 4), lecz ścinają trias autochtoniczny, tworząc osobną łuskę (tabl. II). Nad nią natomiast może się znajdować łuska granitów. Obie łuski należy traktować za porwaki znajdujące się w spągu płaszczowiny reglowej dolnej, nie zaś za szczątki samodzielnych fałdów wierchowych. Nie można wyłączyć możliwości, że granity na Przełęczy pod Kopą są śladem starej transfluencji lodowca (Sokołowski 1958, Andrusov, Borzá & Mišik 1959).

Na trudności w rozgraniczeniu płaszczowiny reglowej dolnej od serii wierchowej w tym przekroju wskazywał S. Sokołowski (1948). Tak np. D. Andrusov bardzo długo zaliczał do serii wierchowej dolnej środkowy trias ze zboczy Szalonego Wierchu, lecz ostatnio (1959a) przychylił się do poglądu, że trias ten należy już do serii reglowej (por. Kotański 1958b). Potwierdził to również K. Borzá (1959).

D. Andrusov, K. Borzá i M. Mišik (1959) nasunięte piaskowce i łupki dolnotriasowe zaliczyli do serii reglowej, powracając w ten sposób do pierwotnego ujęcia V. Uhliga (1897). Ponieważ jednak są one z kolei przykryte przez werfen reglowy, najlepiej jest je uważać (wraz z ewentualnymi granitami) za wierchowe porwaki w spągu płaszczowiny reglowej dolnej.

Porwaki wierchowe pochodzą zapewne z rejonów położonych gdzieś na Spiszu na południe od Smokowca, gdyż tam właśnie znajdowały się obszary poddane intensywnej erozji.

TATRZAŃSKIE SERIE WIERCHOWE

DEFINICJA SERII WIERCHOWYCH

Już pierwsi geologowie tatrzańscy zauważyli wybitne różnice w wykształceniu facjalnym skał, z których są zbudowane regle oraz skał tworzących leżące wyżej „wierchy". Biorąc pod uwagę to uszeregowanie orograficzne dwóch różnych stref facjalnych w Tatrach V. Uhlig (1896) wyróżnił serię subtatrzańską (subtatrische) i wysokotatrzańską (hochtatrische). Od M. Lugeona (1903) rozpowszechniły się również francuskie nazwy tych serii — subtatrique i hauttatrique. Mniej więcej od przyjazdu F. Rabow-

skiego do Polski zaczęto używać nazw wywodzących się z miejscowego nazewnictwa góralskiego — seria reglowa i wierchowa.

Nazwy te, w każdej ich postaci wywodzące się od Tatr, zaczęto wkrótce przenosić na inne masywy górskie i na całe Karpaty Centralne. Geologowie czechosłowaccy przed wojną używali określeń seria subtatranská i vysokotatranská.

Z czasem, gdy okazało się, że seria reglowa składa się co najmniej z dwóch płaszczowin o zupełnie różnym wykształceniu facjalnym, przyjęły się określenia nie pochodzące już z Tatr, lecz od innych nazw w Słowacji — seria choczańska i seria kriżniańska (Matějka & Andrusov 1931). W Polsce stosuje się nadal terminy seria reglowa dolna i górna, choć górną nazywa się również powszechnie choczańską.

Na określenie jednostek skałkowych stosuje się również nazwę „pienidy", wierchowych — „tatrydy", reglowych — „granidy", a jeszcze bardziej południowych — „gemerydy" (Matějka & Andrusov 1930). Do gemerydów włączył D. Andrusov ostatnio (1960) płaszczowinę choczańską.

Po wojnie geologowie słowaccy zaczęli stosować termin *seria obalová*, nazywając tak wszystkie serie osadowe autochtoniczne lub parautochtoniczne, a nawet serie wielkich fałdów (np. fałd Czerwonych Wierchów i Giewontu) o tej samej facji. Termin ten nie odnosi się jednak wyłącznie do serii osadowych o facji wierchowej leżących na trzonie krystalicznym, lecz również i do reglowych serii autochtonicznych w ich strefach korzeniowych. Jest to zatem nie tyle określenie facjalne, co raczej tektoniczne, gdyż mówi się o różnych wykształceniach facjalnych w obrębie serii obalovych. Jest to o tyle słuszne wydzielenie, że nie wszystkie serie wierchowe są do siebie podobne. Różnice w różnych trzonach Karpat Centralnych są tak duże, że używanie terminu seria wierchowa w stosunku np. do serii autochtonicznej Małych Karpat może prowadzić do nieporozumień.

Ostatnio M. Mahel (1959a, b) zwrócił uwagę na pewne podobieństwa facjalne między serią reglową dolną, a seriami wierchowymi poszczególnych masywów Karpat Centralnych. Serie takie cechujące się analogiami facjalnymi wyodrębnił on w osobną serię zwaną zachodniokarpacką, o cechach przejściowych między seriami obalovymi a serią kriżniańską, nie biorąc przy tym pod uwagę jej przynależności tektonicznej. Poglądy Mahela poddał krytyce E. Passendorfer (1961), wykazując, że w Tatrach nie można wyróżnić takiej jednostki (wg Mahela (1959a) miała do niej należeć seria Czerwonych Wierchów). Pewne analogie facjalne między seriami reglowymi i wierchowymi istotnie istnieją, odnosi się to jednak głównie do okresu triasowego (Kotański 1958b), a zatem do czasu, gdy zasadnicza odrębność facjalna obu serii jeszcze się nie uwypukliła. M. Mahel jednak, opierając się na tym, skłania się do możliwości odmiennego niż dotychczas ugrupowania paleogeograficznego jednostek reglowych. Uważa on miano-

wicie, że serie reglowe mogły się osadzać między poszczególnymi masywami Karpat Centralnych, rozdzielając poszczególne serie wierchowe. Podobne idee przedstawił jeszcze przed wojną doc. K. Guzik na zebraniu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Krakowie (Guzik in Kotański 1958b), oraz w referacie Sekcji Geograficzno-Geologicznej PAN w 1957 r. Koncepcja ta, aczkolwiek bardzo interesująca z paleogeograficznego punktu widzenia, jest nie do przyjęcia, gdyż jest w sprzeczności ze znanymi dotychczas faktami tektonicznymi, szczególnie przy zastosowaniu teorii spływania grawitacyjnego (por. Część I) głównie z tego powodu, że wymaga przyjęcia, iż masywy krystaliczne Karpat Centralnych zbliżyły się bardzo znacznie do siebie w neogenie, na co nie ma żadnych dowodów. Poza tym M. Mahel nie licząc się zupełnie z faktami, uważa serię reglową Bielskich Tatr za autochtoniczną (Mahel 1960). Niezgodność ujęcia Mahela z tektonicznymi faktami wykazał ostatnio D. Andrusov (1960).

Nawet jednak biorąc pod uwagę wszystkie różnice serii wierchowych w poszczególnych masywach Karpat Centralnych i odwrotnie — podobieństwa różnych serii wierchowych do różnych serii reglowych, różnice facjalne między obiema seriami są tak znaczne, że ich wyróżnianie jest nadal jak najbardziej aktualne.

We wszystkich seriach wierchowych zaznaczyły się w bardzo wybitny sposób ruchy starokimeryjskie i środkowojurajskie, powodując powstanie wybitnych luk sedymentacyjnych, redukcji osadów lub ich płytkowodności. W seriach reglowych ruchy starokimeryjskie zaznaczyły się w znacznie mniejszym stopniu, a ruchy środkowojurajskie miały wprost przeciwny kierunek niż w serii wierchowej — jest to okres przegłębienia się geosynkliny (powstanie radiolarytów), który trwał tam zresztą aż do neokomu. W serii reglowej nie ma na ogół śladów ruchów młodokimeryjskich. Innymi słowy można stwierdzić, że charakter ruchów pionowych w geosynklinie karpackiej spowodował intrageoantyklinalny charakter serii wierchowych, a intrageosynklinalny — serii reglowych (Książkiewicz in Regionalna Geologia Polski 1951, Passendorfer 1959a).

Przyjmując podaną wyżej definicję serii wierchowych bez jej dalszego sprecyzowania, można by do serii wierchowych zaliczyć również pewne serie skałkowe, jest bowiem bardzo prawdopodobne, że w seriach skałkowych ruchy starokimeryjskie były również dość intensywne. Wielka różnica jaka istnieje między seriami wierchowymi a skałkowymi, która polega na prawie zupełnym braku osadów triasowych w seriach skałkowych, jest spowodowana odkłuciem się płaszczowin skałkowych powyżej triasu i dla rozważań paleogeograficznych i facjalnych nie jest istotna. W stosunku do serii haligowieckiej zwracał na to uwagę K. Birkenmajer (1959a).

Istotne różnice między seriami skałkowymi i wierchowymi spowodowane są natomiast zmianami paleogeograficznymi i facjalnymi związanymi z ruchami środkowojurajskimi i młodokimeryjskimi. Ruchy te zaznaczyły się bardzo wyraźnie w seriach skałkowych, a bardzo słabo w seriach wierchowych i to tylko — w gruncie rzeczy — w najbardziej północnych seriach — Osobitej i bobrowieckiej. Chodzi tu przede wszystkim o facje tytonu i neokomu. Drugą cechą różniącą serie wierchowe od skałkowych jest obecność w seriach wierchowych luki na granicy neokomu (urgonu) i albu (faza austryjska).

Wynika z tego, że istnieją również serie przejściowe między seriami skałkowymi a wierchowymi, do których należy seria manińska, haligowiecka oraz w Tatrach — seria Osobitej i bobrowiecka. Być może w przyszłości okaże się celowe wyodrębnienie tych serii w osobną grupę serii podhalańskich. Sprawa ta stanie się jednak aktualna dopiero po wykonaniu kilku podstawowych głębokich wierceń na Podhalu, które mogą rzucić na te problemy paleogeograficzno-facjalne wiele nowego światła.

W oparciu o te zasady można wyróżnić w seriach reglowych, wierchowych czy też skałkowych serie osadowe w ściślejszym znaczeniu, o określonym składzie stratygraficznym, wykształceniu facjalnym i rozprzestrzenieniu paleogeograficznym. Tą drogą poszedł K. Birkenmajer (1953b, 1954b, 1958b, 1959a, b, d, 1960), wyróżniając w Pienińskim Pasie Skałkowym szereg serii, będących jednocześnie przeważnie jednostkami tektonicznymi. Taka droga jest słuszna i stanowi nieodzowny wynik postępu badań geologicznych i ich wzrastającej dokładności.

NOWE SERIE WIERCHOWE W TATRACH

W Tatrach od czasów F. Rabowskiego (1922, 1925a) zaczęto wyróżniać serie fałdowe (Czerwonych Wierchów i Giewontu) oraz serię autochtoniczną (tubylczą). Zwracano przy tym uwagę na wybitne różnice w profilu stratygraficznym między seriami fałdowymi i serią autochtoniczną, seriami nazywano jednak raczej osady należące do określonej jednostki tektonicznej, niż zespół osadów o określonych cechach facjalnych oraz odmiennym przebiegu różnych procesów paleogeograficznych.

Nazwanie serii autochtonicznej przez A. Matějkę i D. Andrusova (1931) serią Tomanowej, czy też przemianowanie jej przez E. Passendorfera (in Regionalna Geologia Polski 1951) na serię Kominów Tylkowych miało o tyle nieistotne znaczenie, że w dalszym ciągu były to w większym stopniu pojęcie tektoniczne niż facjalne. Jak to już zaznaczyłem w Części I, nie mamy żadnych dowodów, że tatrzański trzon krystaliczny nie znajduje się na miejscu, a można raczej przypuszczać, że jest on autochtoniczny (por. Część I). W tych warunkach proponuję wrócić do dawnego

Tabela (Liste) 1

Szerokości stref sedymentacji serii wierchowych w poszczególnych przekrojach tektonicznych (mierzone od linii odniesienia)

Largeurs des zones de sédimentation des séries haut-tatriques dans différentes coupes tectoniques (mesurées à partir de la ligne de report)

	O	B	KT	WK	Ś	K	L-BW	C	T	Rz-SM	CzW	G	SzJ
Tablica V													
I	1600	100			600								
II	1600	400											
III		3500	1100		250								
IV		2000	1000		2000								
V		550	2200	450	500								
Tablica VI													
I			1800	1800					1100	400	4400	3500	
II			1200	1650					1500	400	4300	1100	
III			850	2000					2000	400	3700	1500	
IV			450	1800				550	1300	600	5500	2500	
V			400	1800			200	650	1200	500	5600	3200	
VI				900		200	1200	1400	750	800	5800	3000	
VII				600		600	1900	600	600	900	5100	2300	
VIII						2200	1850	600	650	1000	3400	3000	
Tablica VII													
I						1200				1000			
II				2600						2100			6000
III				1800						2200			5700
IV										400			

erminu seria autochtoniczna (tubylcza), rozumiejąc, że mamy na myśli ej autochtoniczność względem trzonu krystalicznego, tym bardziej, że stniejące pod tym względem wątpliwości wysuwane przez A. Michalika 1955), zostały rozwiane.

Ostatnio S. Sokołowski (1959a) do serii wierchowej zalicza również rzon krystaliczny. Stanowisko takie nie wydaje się w pełni uzasadnione, owiem trzon krystaliczny powstał w poprzednich cyklach diastroficzych i ma niewiele wspólnego z serią wierchową poza tym, że stanowi jej odłoże. Serią wierchową należy zatem nazywać wyłącznie pokrywę osaową (perm + mezozoik) trzonu krystalicznego o określonym powyżej harakterze facjalnym. Podobnie w Alpach takich określeń jak seria hel-

wecka czy delfinacka używa się wyłącznie do pokrywy osadowej zewnętrznych trzonów krystalicznych, lecz nigdy nie obejmuje się tym mianem samych trzonów.

Podział osadów wierchowych na serię autochtoniczną i serię Czerwonych Wierchów oraz Giewontu jest w gruncie rzeczy podziałem tektonicznym, który w minimalnym tylko stopniu jest podziałem paleogeograficzno-facjalnym. Bowiem różnice między serią Czerwonych Wierchów a serią Giewontu nie są w gruncie rzeczy tak wielkie, a w każdym razie mniejsze, niż zróżnicowanie w obrębie samej tylko serii autochtonicznej.

Od dawna już zwracałem uwagę (Kotański 1956b, d, 1959a, b, c, d), że zróżnicowanie facjalne i paleogeograficzne w serii autochtonicznej jest bardzo duże, a w szczególnie wyraźny sposób zaznaczył się tam wpływ ruchów starokimeryjskich, które spowodowały powstanie miejscowych wynurzeń oraz istnienie wielu luk sedymentacyjnych i erozyjnych. Większość tych profilów, w których istnieją wybitne luki, znana była zresztą już dawniej, jednak brak pewnych ogniw stratygraficznych tłumaczono przeważnie wytłoczeniami. W ten sposób wyjaśniano np. brak grubej serii osadów środkowego triasu w Dolinie Chochołowskiej oraz brak osadów górnego triasu i liasu w górnym Wąwozie Kraków. To samo odnosi się do Doliny Cichej, gdzie brak jest również środkowego triasu.

Jak się jednak okazało z dokładnego profilowania osadów w różnych miejscach pasma wierchowego, większość tych luk, które dawniej przypisywano wyłącznie wytłoczeniom, ma w rzeczywistości charakter erozyjny i jest spowodowana przyczynami paleogeograficznymi. Wniosek ten jest oparty przede wszystkim na dokładnym obserwowaniu kontaktów różnych ogniw stratygraficznych, które w większości przypadków mają charakter sedymentacyjny. W serii wierchowej są oczywiście również i luki tektoniczne, spowodowane wytłoczeniami. Wiele przykładów tego rodzaju opisał F. Rabowski (1959). W sporządzaniu wzorcowych profilów stratygraficznych można jednak zawsze znaleźć takie miejsce, gdzie wytłoczenia te nie grają znaczniejszej roli.

Na zróżnicowanie facjalne serii wierchowych zwracał uwagę również F. Rabowski, który opisał kilka kontaktów sedymentacyjnych w miejscach, gdzie dawniej obecność luk tłumaczono wyłącznie wytłoczeniami (1959). Pomimo zatem, że jego opublikowane materiały rękopiśmienne mają przede wszystkim znaczenie dla tektoniki, pracy jego nadałem tytuł „Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich“, by uwypuklić jej wartość również i dla badań paleogeograficznych.

Kryterium wydzielenia różnych serii wierchowych i ich odróżnienia od siebie polega przede wszystkim na badaniu zróżnicowania facjalnego, obecności luk stratygraficznych i istnieniu okresów erozji spowo-

dowanych ruchami starokimeryjskimi oraz ruchami środkowojurajskimi. Sprowadza się to w efekcie do śledzenia stosunku jury do triasu i kontaktów sedymentacyjnych różnych ogniw stratygraficznych z pogranicza tych dwóch okresów.

Badania prowadzone pod tym kątem widzenia stały się podstawą do nowego podziału paleogeograficzno-facjalnego i do wyróżnienia przedstawionych poniżej serii wierchowych. W podziale tym brałem również oczywiście pod uwagę również różnice miąższości oraz zróżnicowanie facjalne mniejszego rzędu.

Przedstawione profile wzorcowe serii wierchowych podają w zasadzie maksymalną miąższość poszczególnych ogniw stratygraficznych, jednak trzeba pamiętać, że miąższość ta może podlegać dość znacznym wahaniom nawet w obrębie tej samej serii. Również i pod względem następstwa stratygraficznego i wykształcenia facjalnego poszczególnych zespołów warstw profile te przedstawiają tylko ekstremalne ogniwa serii, łączących się ze sobą ciągłymi przejściami. Symbole oznaczające obecność fauny i flory w poszczególnych warstwach, są oparte na oznaczeniach M. Mišika (1957), które zostały rozwinięte i dostosowane do potrzeb tatrzańskich.

Wyróżnione serie przedstawiają zróżnicowanie facjalne w wierchowym basenie geosynklinalnym i zajmują w nim określone położenie paleogeograficzne (tabl. X).

SERIA OSOBITEJ

(tabl. VIII, profil 1)

Nazwa tej serii pochodzi od masywu Osobitej, gdzie występuje ona w typowym rozwoju. Najlepsze profile można śledzić na wschodnim zboczu Osobitej oraz w Dolinie Suchej.

Trias dolny (scytyk)

Seis dolny składa się z piaskowców kwarcytycznych z rzadkimi przewarstwieniami łupków oraz z soczewkami zlepieńców drobnoziarnistych. Jego miąższość nie była dokładnie mierzona, jednak z konstrukcyjnego jej ustalenia przy sporządzaniu przekrojów tektonicznych w oparciu o istniejące mapy wynika, że jest ona bardzo duża i wynosi około 200 m. Te same wartości można otrzymać z profilu Rabowskiego (1933c) i A. Gorka (1959b).

Seis górny składa się z naprzemianległych łupków i piaskowców, w górnej części wapnistych. Powierzchnie warstw pokryte są zmarszczkami falowymi, częste są również ślady bytowania organizmów oraz roz-

mycia śródwarstwowe. Miąższość tego ogniwa również nie była bezpośrednio mierzona, lecz z profilów wynika, że dochodzi ona do 120 m.

Kampil dolny składa się z naprzemianległych zielonych łupków oraz szarych, często marglistych dolomitów oraz żółtych margli dolomitycznych. Zespół ten odsłania się w Suchej Dolince, gdzie bezpośrednio na nim transgreduje anizyk. Natomiast w innych miejscach anizyk leży wprost na górnym seisie.

Trias środkowy

Anizyk w górnej części Suchej Doliny zaczyna się zlepieńcem lub raczej brekcją klifową (Kotański 1959f), złożoną z bloków i brył kampilu, m. in. z żółtych dolomitów z warstw myophoriowych. Górny kampil osadził się zatem również, lecz został w anizyku zupełnie zerodowany. Brekcja ta, mająca miąższość do 20 m, ma w kilku miejscach przewarstwienia czarnych łupków z członami liliowców z rodzaju *Dadocrinus*. W spoiwie brekcji znajduje się detrytyczny kwarc. Wśród okruchów zdarzają się również szare cukrowate dolomity i wapienie dolomityczne, typowe dla najniższego anizyku. Świadczy to o tym, że nie była to transgresja najniższego anizyku, ale w każdym razie anizyku dolnego.

Zlepieniec ten ma duże znaczenie dla paleogeografii serii wierchowej, gdyż oddźwiękiem transgresji anizyjskiej jest również zlepieniec z Chudej Turni (Kotański 1956c) i anizyjska brekcja podstawowa znaleziona we wszystkich seriach wierchowych (1959a).

Ponad brekcją z Suchej Doliny brak jest cukrowatych dolomitów i wapieni dolomitycznych dolnego anizyku, a bezpośrednio leżą wapienie robaczkowe, miejscami z rogowcami, z przewarstwieniami żółto wietrzejących dolomitów. Dokładna granica z ladynem nie jest możliwa do ustalenia.

Do *ladynu* należy gruba seria dolomitów z górnej części środkowego triasu, miejscami z reliktowymi strukturami oolitowymi. Dolomity te można obserwować pod liasem w szczytowej części Osobitej oraz w żlebie Pańskie Szałasisko, zwanym również Szerokim Żlebem.

Miąższość środkowego triasu nie była mierzona bezpośrednio, lecz można sądzić, iż wynosi około 300 m.

Lias górny

Lias składa się z szarych i różowawych piaskowców kwarcytycznych i wapnistych z przewarstwieniami piaszczystych wapieni krynoidowych. W żlebie Pańskie Szałasisko lias górny transgreduje bezpośrednio na ladynie, a jego miąższość wynosi tylko 80 m. Z faktu, że wiąże się on sedymentacyjnie z osadami doggeru oraz z porównania z profilem w Dolinie Bobrowieckiej, można wnioskować, że jest tu tylko lias górny, co jest właśnie cechą charakterystyczną serii Osobitej.

Dogger

Do *bajosu* zostały zaliczone wapienie krynoidowe o miąższości ponad 20 m (Kotański 1959f, Kušik 1959), które pierwotnie były zaliczane do górnego liasu. Nie znaleziono w nich co prawda wyraźnej fauny, lecz bajoski wiek tych wapieni przez analogię z innymi seriami wierchowymi jest bardzo prawdopodobny.

Do *batonu* zaliczyłem (op. cit.) czerwone wapienie, bardzo podobne do wapieni batońskich z serii Giewontu i Czerwonych Wierchów. Podczas krótkiego pobytu na Osobitej nie znalazłem w niej jednak fauny.

Kelowej reprezentują różowe wapienie z przekrojami brachiopodów z rodzaju *Glossothyris.*

Ogólna miąższość doggeru wynosi około 40 m.

Najlepsze odkrywki doggeru znajdują się w żlebie Pańskie Szałasisko pod granią malmu.

Dolny malm

Należą tu typowe dla wierchowego malmu zbite skrytokrystaliczne wapienie, w dole różowawe, a w górnej części ciemnoszare. Reprezentują one oksford i kimeryd. Ich miąższość wynosi tylko 40 m, co jest spowodowane redukcją sedymentacji, lecz również być może erozją tytońską. W wapieniach tych R. Kušik (1959) znalazł lombardie (*Saccocoma*), globochety, dentaliny i aptychy. Zdarzają się w nich również drobne sferolity chalcedonu.

Z wapieni dolnego malmu zbudowany jest długi grzbiet dzielący żleb Pańskie Szałasisko od żlebu z albem dochodzącym od zachodu do polany Cyganka.

Górny malm (tyton)

Do tego piętra należą jasnoszare wapienie skrytokrystaliczne z przewarstwieniami wapieni krynoidowych oraz z warstewkami tufitów limburgitowych. Tyton miejscami leży bezpośrednio na ciemnoszarych prawie czarnych wapieniach kimerydu i zawiera otoczaki tych wapieni (Kotański 1959f).

W wapieniach zbitych znajdują się kalpionelle (*Calpionella alpina*), globochety, otwornice, radiolarie, planktoniczne liliowce z rodzaju *Saccocoma* oraz inna fauna. W jasnoróżowych wapieniach krynoidowych dość liczne są brachiopody (*Pygope diphya, Glossothyris* cf. *bouéi, Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp.). Wyżej leżą brunatno-czerwone wapienie krynoidowe z pygopami oraz z bardzo grubymi członami łodyg liliowców i z nagromadzeniami belemnitów.

Inna fauna znaleziona w tytońskich wapieniach krynoidowych to ślimaki, jeżowce, zęby rekinów, aptychy (Kotański & Radwański 1959) oraz amonity (amonity znalazł w 1960 r. po raz pierwszy mgr J. Lefeld).

Wyżej leżą limburgity i tufity limburgitowe w zwartej masie. Ogólna miąższość tytonu wraz z limburgitami osiąga maksymalnie do 50 m, średnio jednak nie przekracza 25 m.

Wychodnie tytonu i limburgitów ciągną się na północnej stronie grzbietu zbudowanego z wapieni dolnego malmu na N od żlebu Pańskie Szałasisko.

Neokom

Do neokomu zalicza się ciemne wapienie, rogowcowe w dole, a wyżej bez rogowców. Rogowce są syngenetyczne, gdyż są zaburzone spływowo wespół z otaczającymi je wapieniami (Kotański 1959f). Znajdowane w nich były orbitoliny i algi wapienne, brak jest jednak korali, nie można zatem mówić o typowym urgonie. Bliższa charakterystyka tych warstw jest podana przy opisie serii bobrowieckiej. Miąższość neokomu wynosi około 70 m.

Utwory neokomu tej serii można śledzić na zboczach Doliny Suchej przy polanie Cyganka, a najlepiej na północnych szczytach Osobitej.

Alb i cenoman

Alb zaczyna się piaszczystymi wapieniami z fauną, leżącymi ostrą granicą na neokomie (Rabowski 1933b, Kušik 1959). Wyżej leżą żółtawe margle z drobnymi przewarstwieniami wapieni, tworzącymi charakterystyczną laminację.

Fauna albska z tej serii nie została dotychczas opisana.

Górna część margli, w których trafiają się przewarstwienia piaskowców, należy już do cenomanu (Kušik 1959), gdyż zawiera takie przewodnie otwornice (oznaczone przez O. Jedrejákovą) jak *Rotalipora appenninica, Praeglobotruncana delrioensis*, a prócz tego ticinelle i globigeryny.

Ogólna miąższość albu i cenomanu wynosi tylko 180 m. Wyższe warstwy zostały zerodowane lub wytłoczone przez płaszczowiny reglowe. Utwory te najlepiej są widoczne na polanie Cyganka w Dolinie Suchej oraz w żlebie łączącym polany Siodło i Cyganka.

Ogólna charakterystyka serii Osobitej

Seria Osobitej (oraz sąsiadująca z nią seria bobrowiecka) cechuje się przede wszystkim obecnością krynoidowego tytonu z *Pygope diphya* oraz limburgitami (Kotański 1959f, Kotański & Radwański 1959) i specjalną facją neokomu, odmienną od urgonu. Są to cechy różniące te serie od wszystkich pozostałych serii wierchowych. Obecność tych specjalnych facji malmu i neokomu zbliża jednocześnie serię Osobitej i serię bobro-

wiecką do serii skałkowych i z tego powodu mogłyby one być w przyszłości zaliczone do serii podhalańskich.

Od innych serii wiechowych, z wyjątkiem profilu Chudej Turni, różni serię Osobitej ponadto obecność pokampilskiej a przedanizyjskiej fazy ruchów, która zaznaczyła się tu obecnością zlepieńca klifowego (Kotański 1959f).

Od serii bobrowieckiej różni serię Osobitej obecność w niej grubej serii środkowego triasu, na który transgreduje bezpośrednio górny lias.

Seria Osobitej jest najdalej na północ wysuniętą serią wierchową. Widać to dobrze na tablicy I, gdzie widoczna jest elewacja Osobitej, na której została wyniesiona ta seria. Seria Osobitej przedłuża się zapewne ku wschodowi pod seriami reglowymi. Można się spodziewać jej lub zbliżonej do niej serii na Orawie i na Podhalu (tabl. X). Przypuszczenie to może znaleźć potwierdzenie w planowanym głębokim wierceniu w Zakopanem.

SERIA BOBROWIECKA

(tabl. VIII, profil 2)

Nazwa tej serii pochodzi od Doliny Bobrowieckiej i masywu Bobrowca, w którego dolnej części występują osady tej serii. Najlepsze profile tej serii odsłaniają się w Dolinie Bobrowieckiej, gdzie znajduje się pełny profil. Niższe ogniwa stratygraficzne wykształcone są również w Dolinie Chochołowskiej (dolne zbocza Bobrowca), oraz na zboczach Kominów Dudowych. Serię tę można by również nazywać serią chochołowską ze względu na to, że od dawna pewne jej ogniwa stratygraficzne (retyk, lias) zostały poznane z Doliny Chochołowskiej, a dopiero ostatnio z Doliny Bobrowieckiej. Jednak ze względu na to, że w Dolinie Chochołowskiej wskutek wytłoczeń brak jest wyższych ogniw stratygraficznych (tytonu krynoidowego z limburgitami oraz neokomu rogowcowego) wybrałem nazwę seria bobrowiecka, tym bardziej że istnieje już termin „warstwy chochołowskie" dla środkowej części fliszu Podhala.

Trias dolny

Seis dolny składa się z piaskowców kwarcytycznych z soczewkami zlepieńców i z rzadkimi przewarstwieniami łupków. Badania sedymentologiczne w rejonie Doliny Bobrowieckiej i Osobitej nie były prowadzone. Natomiast pewne obserwacje w rejonie Doliny Chochołowskiej poczynili S. Dżułyński i R. Gradziński (1960). Nie była również bezpośrednio mierzona miąższość warstw. Z zestawienia przekrojów tektonicznych wynika jednak, że jest ona tu bardzo znaczna (ok. 240 m). Jeśli dane te by się potwierdziły, to byłaby to największa dotychczas stwierdzona miąższość

dolnego seisu w Tatrach. Jeszcze większą miąższość tych warstw przyjmuje Z. Wójcik (1959, fig. 5 i 6), i on jednak otrzymał tę miąższość konstrukcyjnie, a nie drogą bezpośrednich pomiarów.

Dolny seis serii bobrowieckiej tworzy grzbiet biegnący od Osobitej do Grzesia, a następnie ciągnie się na południe od Polany Chochołowskiej aż do zboczy Kulawca. Ostatnie jego wystąpienia na wschodzie to odkrywki przy szlaku z Iwanówki na Przełęcz Iwaniacką.

Seis górny składa się z naprzemianległych łupków i piaskowców. w górnej części wapnistych. Również i w tych warstwach nie były prowadzone obserwacje sedymentologiczne ani nie była mierzona miąższość. Z zestawienia przekrojów tektonicznych z mapy wydaje się, że miąższość tego ogniwa nie przekracza 160 m, jakkolwiek Z. Wójcik (1959, fig. 6) przyjmował miąższość dochodzącą do 300 m.

Utwory górnego seisu ciągną się na północ od grzbietów zbudowanych z piaskowców dolnego seisu, na zboczach tych grzbietów. Wypreparowana jest w nich Przełęcz Bobrowiecka. Są one widoczne w Bobrowieckim Żlebie, na nich jest położona Polana Chochołowska. Wypreparowana jest w nich Przełęcz w Kulawcu, a następnie są one jeszcze widoczne przy drodze z Iwanówki na Przełęcz Iwaniacką.

Kampil dolny składa się z naprzemianległych łupków zielonych i szarych marglistych dolomitów oraz żółtych margli dolomitycznych. Utwory te tworzą obniżenia i nie są dokładnie odsłonięte. Miąższość ich może dochodzić do 60 m.

Pewien ich fragment widoczny jest w grzbieciku oddzielającym Dolinkę za Kiczerem od dalej położonych dolinek wypreparowanych już w łupkach górnego seisu. W rejonie Przełęczy Bobrowieckiej kampilu nie ma w ogóle, gdyż został on zerodowany przez transgredujący trias górny. Dalej ku wschodowi Z. Wójcik (1959, fig. 4) na swej odkrytej mapie nie znaczy również kampilu, tylko bezpośrednio na seisie trias górny. Możliwe jednak, że miejscami zachowały się tam również utwory kampilu, które zostały przeze mnie znalezione przy pomocy robót ziemnych na Przełęczy w Kulawcu. Istnieje tu zapewne cały dolny kampil, gdyż powyżej znajdują się również warstwy myophoriowe. Utwory dolnego kampilu znane są od dawna z wielkiej odkrywki na zboczu Kopieńca Starorobociańskiego nad polaną Iwanówka (Rabowski 1959, fig. 76).

Kampil górny — są to najwyższe warstwy dolnego triasu, które uchroniły się przed erozją górnotriasową. Obecności warstw myophoriowych górnego kampilu można się spodziewać w Dolince za Kiczerem, gdzie miąższość ich może przekraczać 30 m.

Warstwy te zostały odkryte przy pomocy robót ziemnych na Przełęczy w Kulawcu, jest zatem możliwe, że znajdują się one również dalej

na zachód w Dolinie Chochołowskiej i na wschód w Dolinie Starorobociańskiej pod utworami czwartorzędowymi.

Górny trias

Karnik, który wydziela się umownie jako dolną część górnego triasu, składa się z utworów klastycznych — zlepieńców, piaskowców, kwarcytów i łupków. Najpełniejszy profil tych utworów odsłania się w Żlebie pod Bobrowiec (Wójcik 1959, fig. 1), gdzie mają one miąższość przekraczającą 60 m. Można jednak przypuszczać, że miąższość jest jeszcze większa, gdyż np. w Dolince za Kiczerem, gdzie te utwory odsłaniają się fragmentarycznie, na utwory górnego triasu wypada duża część stoku u podstawy źle odsłoniętego południowego zbocza Kiczera.

Klastyczne utwory górnego triasu nie wszędzie mają tak znaczną miąższość, gdyż np. na Bobrowskim Wierchu, gdzie tworzą grzbiet, z którego zostały opisane przez R. Kušika (1959) i przeze mnie (1959f), mają już tylko około 20 m. Podobnie niegrubą miąższość (10-15 m) mają one na Przełęczy w Kulawcu.

Utwory górnego triasu leżą na różnych ogniwach stratygraficznych: na Bobrowskim Wierchu — na uchronionych przez erozją strzępach środkowego triasu (anizyku), w Dolince za Kiczerem — na górnym kampilu, w Dolinie Chochołowskiej na seisie, a na Przełęczy w Kulawcu — na górnym kampilu. W tym ostatnim punkcie w piaskowcach karnijskich zostały znalezione okruchy szarych dolomitów i zielonych łupków kampilu. Dowody erozji górnotriasowej są zatem całkiem wyraźne.

Noryk obejmuje węglanowe utwory górnego triasu, grupujące się w jego górnej części (w środkowej, jeśli do górnego triasu zaliczy się również i retyk).

Zaliczam tutaj żółte, margliste dolomity, miejscami z ziarnami detrytycznego kwarcu oraz żółte i zielone mułowce dolomityczne, które zostały odsłonięte przy pomocy robót ziemnych bezpośrednio pod retykiem na południowym zboczu Kopieńca Starorobociańskiego. Jest to najwyższa część noryku o miąższości około 10 m, która była dotychczas zupełnie nieznana w serii wierchowej Tatr (Kotański 1959b, c). Niżej znajdują się żółte dolomity płytowe. Pełny profil noryku znajduje się zapewne pod retykiem w Dolince za Kiczerem, gdzie jest niestety przykryty przez usypiska. Ogólna miąższość karniku i noryku może tam przekraczać 130 m.

W innych miejscach węglanowe osady noryku zapewne się osadziły, lecz zostały usunięte przez erozję retyku. Nie można jednak wyłączyć możliwości, że podczas obu tych pięter osadzały się utwory klastyczne. Do rozstrzygnięcia tego zagadnienia potrzebne jest wykonanie robót ziemnych na szeroką skalę, przede wszystkim w Dolince za Kiczerem.

Retyk w serii bobrowieckiej jest wykształcony w facji morskiej. Dolna część utworów tego piętra to brunatne piaskowce z detrytusem zwęglo-

nych szczątków roślin i z krynoidami, łupki czarne oraz wapienie piaszczyste z bardzo licznymi koralami (w tym nawet ułamki raf ze skałotoczami), ostrygami, liliowcami i glonami wapiennymi. Brązowa barwa piaskowców, obecność czarnych łupków oraz szczątków roślinnych upodabnia nieco te utwory do warstw tomanowskich. Zespół ten występuje tylko na południowych zboczach Kiczera w Dolince za Kiczerem.

Wyżej leżą tam szare wapienie organogeniczne złożone z różnego rodzaju korali, małżów, ślimaków, mszywiołów, glonów wapiennych i ławicowo występujących brachiopodów, zapewne z gatunku *Terebratula gregaria*. Jest to najpiękniejszy profil morskiego retyku wierchowego w Tatrach (Kotański 1959f).

Retyk morski odsłania się w kilku punktach w rejonie Doliny Chochołowskiej, skąd został zresztą opisany po raz pierwszy przez Uhliga (1897), a później przez Rabowskiego (1922, 1959), który uzasadnił jego przynależność do serii wierchowej. Są to występowania w Żlebie pod Bobrowiec (Uhlig op. cit.), w Skorusim Żlebie (Wójcik 1959) oraz na południowym zboczu Kopieńca Starorobociańskiego (Kotański 1959a). W tym ostatnim punkcie brak jest najniższych warstw retyku odsłoniętych pod Kiczerem, co jest zapewne spowodowane zmianą facji, gdyż retyk na Kopieńcu łączy się sedymentacyjnie z norykiem, jednak granica obu tych osadów i zmiana facji jest dość nagła.

Retyk rejonu Doliny Chochołowskiej składa się z czarnych lub żółtawych wapieni koralowych, oolitowych, mszywiołowych, glonowych, krynoidowych oraz ze zlepieńców wapiennych, mułowców i łupków czarnych.

Na Kopieńcu utwory retyku przechodzą stopniowo w osady dolnoliasowe, tak że ustalenie granicy między tymi warstwami może być tylko umowne. Natomiast na Kiczerze granica z liasem ma charakter erozyjny (Kotański 1959f), podobnie zresztą jak pod Bobrowcem (Wójcik 1959).

Jura dolna (lias)

Lias tej serii charakteryzuje się bardzo dużą miąższością (500 m). Składają się nań piaskowce krzemionkowe, czarne wapienie krynoidowe częściowo zsylifikowane, rogowce i czerty syngenetyczne i diagenetyczne, piaskowce wapniste kwarcowo-dolomitowe (z otoczakami żółtych triasowych dolomitów) oraz piaszczyste wapienie krynoidowe w górnej części. Zespół ten jest bardzo zmienny i profile z poszczególnych miejsc bardzo się od siebie różnią (por. Kotański 1959a, Wójcik 1959, Kušik 1959). Fauna w tych utworach nie jest obfita; poza liliowcami, które mają tutaj znaczenie skałotwórcze, były tu znajdowane brachiopody (spiryferyny), belemnity i małże. Prócz tego w okruchach dolomitowych w zlepieńcach górnego liasu liczne są korytarze drążących wieloszczetów. Według badań

A. Radwańskiego (1959b), który potwierdził dawniejsze przypuszczenia (Kotański 1959a, Wójcik 1959), źródłem krzemionki niektórych rogowców, które mają charakter spongiolitów, były gąbki krzemionkowe.

Lias leży transgresywnie na utworach starszych, z wyjątkiem Kopieńca Starorobociańskiego, gdzie łączy się sedymentacyjnie z retykiem, i gdzie wobec tego istnieją najstarsze warstwy liasowe. Są to piaskowce i wapienie mszywiołowe, należące zapewne do hetangu (Horwitz & Rabowski 1922, Kotański 1959a).

Stosunkowo pełny profil liasu odsłania się w Dolinie Bobrowieckiej (Kotański 1959f), gdzie na Kiczerze można obserwować kantakt retyku z liasem. Lias (prawdopodobnie nie najniższy) zaczyna się tu piaskowcami z otoczakami wapieni, prawdopodobnie retyckich.

Na Przełęczy pod Osobitą, której szczytowa część jest również zbudowana z osadów serii bobrowieckiej, można obserwować transgresję liasu bezpośrednio na werfenie.

Pod Bobrowcem kontakty sedymentacyjne liasu ze skałami z jego spągu nie są zachowane, lecz można przypuszczać, że lias transgredował tutaj na retyku. Dowodem tego może być chociażby znalezienie przez Z. Wójcika (1959) otoczaka wapieni retyckich w wapieniach zlepieńcowatych dolnej części widocznego tam liasu.

Wobec łączności sedymentacyjnej liasu z doggerem i braku fauny, przyjęcie granicy między liasem a doggerem jest rzeczą umowną.

Dogger

Do doggeru należą osady właściwie paleontologicznie nieudokumentowane, jednak ze względu na ich łączność sedymentacyjną z liasem i malmem reprezentują one na pewno dogger. Na podstawie analogii litologicznych z innymi seriami można w nich nawet wydzielić poszczególne piętra.

Taka sytuacja jest na zachodnim krańcu występowania serii bobrowieckiej — na Kiecurze między Doliną Suchą i Bobrowiecką, gdzie można wyróżnić następujące piętra (Kotański 1959f).

Do *bajosu* należą jasnoszare wapienie krynoidowe o miąższości około 20 m, które są zupełnie podobne do analogicznych wapieni krynoidowych z serii Giewontu i Czerwonych Wierchów oraz do serii przejściowej Czerwonych Wierchów w Rzędach pod Ciemniakiem.

Baton reprezentują kilkunastocentymetrowej miąższości wapienie czerwone, drobnokrynoidowe, analogiczne do wapieni batońskich spod szczytu Giewontu.

Do *keloweju* mogą należeć różowozielonkawe wapienie, z przekrojami brachiopodów z rodzaju *Glossothyris*, które przechodzą stopniowo w różowe wapienie oksfordu.

W odróżnieniu od doggeru serii fałdowych, gdzie utwory poszczególnych pięter doggeru transgredują na siebie, w tej serii istnieje ciągłość stratygraficzna od liasu przez dogger do malmu.

Dogger w odmiennym wykształceniu jest znany z Doliny Chochołowskiej. Związek doggeru z liasem jest tak silny, że z konieczności trzeba tam wydzielić liaso-dogger (Kotański 1959a). Być może, że do bajosu i batonu należy gruby (ok. 60 m) kompleks wapieni krynoidowych. Zawarta w nich niezbyt liczna zresztą fauna małżowo-brachiopodowa nie została dotychczas oznaczona. Nie można jednak wyłączyć, że ogniwa te obejmują piętra od aalenu do batonu, lub tylko bajosu. Leżące nad nimi czerwone wapienie bulaste o pokroju zlepieńcowanym (w drobnokrynoidowym intensywnie czerwonych spoiwie tkwią buły lub otoczone fragmenty nieco jaśniejszych wapieni zbitych z przekrojami amonitów) są podobne, zdaniem E. Passendorfera (in Regionalna Geologia Polski 1951, 1959a, 1961), do marbre de Guillestre z serii Briannçonnaise w Alpach Francuskich, co miałem sposobność również zobaczyć. Pewne analogie wykazują one również z wapieniami bulastymi dolnego malmu skałkowego. Być może, że wapienie te należą do keloweju, gdyż analogiczne wapienie zostały znalezione w Rzędach pod Ciemniakiem nad typowo giewonckimi wapieniami batońskimi (Kotański 1959b).

Z przedstawionych wyżej profilów wynika, że w obrębie serii bobrowieckiej istniało w doggerze wybitne zróżnicowanie facjalne, tak że można odróżnić dogger o typie chochołowskim od doggeru o typie bobrowieckim.

Dolny malm

Należą tu różowawe wapienie zaliczane do oksfordu oraz szare wapienie odpowiadające zapewne kimerydowi. W Dolinie Bobrowieckiej mają one niewielką miąższość, około 40 m. W Dolinie Chochołowskiej miąższość ich wzrasta do 50 m, lecz poprzednio uważano (Jaroszewski 1958, Kotański 1959a), że reprezentują one cały malm, a nawet neokom. Obecnie, po poznaniu tytonu krynoidowego (Kotański 1959f, Kotański & Radwański 1959), wydaje się, że wapienie z Doliny Chochołowskiej należą tylko do dolnego malmu, tym więcej, że ich kontakt z albem jest tektoniczny.

Górny malm (tyton)

Do tego piętra należą jasnoszare wapienie skrytokrystaliczne z kalpionellami (Passendorfer in Rabowski 1933b) oraz różowawe, szare i czarne wapienie krynoidowe z fauną, wśród której można się spodziewać pygop i amonitów. Utwory te odsłaniają się w Bramie Bobrowieckiej. Widać tu również, że nad wapieniami krynoidowymi leżą tufity limbur-

gitowe oraz brekcje złożone z ułamków pęcherzykowatej skały limburgitowej. Należą one również do tytonu.

Można się spodziewać odkrycia skał tego typu również w Dolinie Chochołowskiej, w miejscach gdzie istnieje być może pełny profil od dolnego malmu do albu.

Neokom

Należą tu wapienie organodetrytyczne z syngenetycznymi rogowcami, których górna część jest odsłonięta w kamieniołomie w Dolinie Bobrowieckiej. Dolna ich część należy zapewne do walanżynu i hoterywu, a wyżej znajdują się w nich orbitoliny typowe dla barremu i aptu (*Orbitolina bulgarica* — Andrusov 1959b). Według D. Andrusova są w nich również obecne algi wapienne z gatunku *Salpingoporella mühlbergi*. Korali rafowych tu brak, nie jest to zatem typowa facja urgonu, lecz niewątpliwie odpowiednik wiekowy urgonu z innych serii wierchowych.

Ponad gruboławicowymi wapieniami organodetrytycznymi z rogowcami leżą krystaliczne ciemne wapienie średnioławicowe, które można uznać za odpowiednik „urgonu" płytowego wyróżnionego przez F. Rabowskiego (1954) w masywie Kominów Tylkowych.

Miąższość neokomu wynosi około 70 m.

Alb i cenoman

Są to margle ilaste z przewarstwieniami piaskowców, szczególnie licznych w górnej części, co nadaje im już charakter fliszowy. Obecność cenomanu stwierdził R. Kušik (1959). Bliższa charakterystyka tych warstw została podana przy opisie serii Osobitej.

Widoczna miąższość albu-cenomanu serii bobrowieckiej wynosi około 150 m. Warstwy te widoczne są najlepiej w dolnej części Doliny Suchej, w dolince Kwaśne między Kiecurą a Kiczerem, w Dolinie Bobrowieckiej Na N i E od kamieniołomu oraz nad górną częścią Doliny Juraniowej, gdzie giną pod nasunięciem reglowym. Wyłaniają się dopiero w Dolinie Chochołowskiej, gdzie tworzą obniżenie między Wyżnią Bramą Chochołowską a pasmem Świerkul.

Ogólna charakterystyka serii bobrowieckiej

Utwory serii bobrowieckiej osadzały się na południe i południowy wschód od obszaru powstawania osadów serii Osobitej. Widać to wyraźnie z przekrojów I i II na tablicy V oraz mapki (tabl. X).

Serię tę cechuje przede wszystkim obecność tytonu krynoidowego z limburgitami, zupełny brak środkowego triasu i transgresja górnego

triasu na kampilu, obecność morskiego retyku z liczną fauną, wybitnie rogowcowy lias, pełny profil doggeru oraz rogowcowa facja neokomu.

Pewne cechy odmienne wykazuje seria bobrowiecka w Dolinie Chochołowskiej. Jeśliby się okazało ponadto, że brak tu krynoidowego tytonu i limburgitów oraz rogowcowego neokomu, to należałoby utworzyć odrębną serię chochołowską, nie wykazującą cech serii skałkowych.

Seria bobrowiecka na linii Bobrowca sięgała dość daleko ku południowi, gdyż istniejące tam fałdy parautochtoniczne wykształcone są w tej właśnie facji. Szerokość zbiornika sedymentacyjnego tej serii wynosiła przeszło 5 km (por. tabl. X).

Na południe od serii bobrowieckiej osadzała się seria Kominów Tylkowych. Facja chochołowska była bliższa serii Kominów Tylkowych, a bobrowiecka — serii Osobitej.

Granica serii bobrowieckiej z serią Kominów Tylkowych jest dość ostra. Widać to w Klinach na W od Zdrapisk, gdzie spod kajpru ku południowi (paleogeograficznie) wyłaniają się coraz młodsze ogniwa środkowego triasu.

Jak wynika z rekonstrukcji paleogeografii serii wierchowych (tabl. X), seria bobrowiecka znajduje się w podłożu regli kościeliskich, przedłuża się dalej na północny wschód i znajduje się być może pod Zakopanem.

SERIA KOMINÓW TYLKOWYCH
(tabl. VIII, profil 3)

Nazwa tej serii pochodzi od masywu Kominów Tylkowych w Tatrach Zachodnich, gdzie na zachodnim zboczu Doliny Kościeliskiej został ustalony wzorcowy profil. Termin „seria Kominów Tylkowych" został wprowadzony przez E. Passendorfera (in Regionalna Geologia Polski 1951) zamiast nazwy „seria Tomanowej", na określenie serii osadowych leżących wprost na trzonie krystalicznym. Zamianę tę motywował E. Passendorfer najpełniejszym rozwojem triasu i liasu w masywie Kominów Tylkowych. Jak już pisałem uprzednio, obydwa terminy — seria Tomanowej i Kominów Tylkowych zachowuję, lecz używam ich w nowym znaczeniu.

Trias dolny (scytyk)

Seis dolny składa się z piaskowców kwarcytycznych, z przewarstwieniami zlepieńców i łupków. Badania sedymentologiczne zostały już zapoczątkowane (Roniewicz 1959, Dżułyński & Gradziński 1960), jednak miąższość warstw nie była bezpośrednio mierzona. F. Rabowski (1954b) w swym zestawieniu podaje, iż miąższość dolnego seisu (permu) tego rejonu wynosi około 400 m. P. Roniewicz (1959) pisze, że miąższość całego

eisu zwykle wynosi kilkadziesiąt metrów, a rzadko dochodzi do 120 m. Z konstrukcyjnego obliczenia tej wartości przy zestawianiu profilów tektonicznych (tabl. VI, przekrój V) wynika, iż osiąga ona 220 m.

Dolny seis serii Kominów Tylkowych odsłania się wyłącznie na północnym zboczu Ornaku w rejonie Przełęczy Iwaniackiej.

Seis górny składa się z naprzemianległych łupków i piaskowców w górnej części wapnistych. Badania sedymentologiczne P. Roniewicza (1959) oraz S. Dżułyńskiego i R. Gradzińskiego (1960) odnoszą się częściowo i do tych warstw. F. Rabowski (1954b) podaje miąższość werfenu (górnego seisu) na 50 m, mnie jednak z zestawienia przekrojów tektonicznych wypadła ona na około 80 m.

W warstwach tych jest wypreparowana Przełęcz Iwaniacka, a najlepiej są one widoczne w żlebie Piszczałki na północnym zboczu Ornaku.

Kampil dolny składa się z naprzemianległych łupków zielonych i szarych marglistych dolomitów oraz żółtych margli dolomitycznych, które przy wietrzeniu tworzą charakterystyczne formy „dolomitów komórkowych" (Kotański 1956a). Miąższość tych warstw wynosi około 0 m. Wartość 200 m podana przez F. Rabowskiego (1954b) jest grubo przesadzona.

Klasyczna odkrywka tych warstw znajduje się na zboczach Panienek przy szlaku na Przełęcz Iwaniacką (Kotański 1956a, 1959a). Wypreparowana jest w nich również północna część Przełęczy Iwaniackiej.

Kampil górny w tej serii jest rozwinięty w klasycznej formie. Są to warstwy myophoriowe składające się z żółto wietrzejących dolomitów, czarnych łupków i czarnych wapieni bitumicznych z ziarnami detrytycznego kwarcu oraz brekcji śródwarstwowych. W warstwach tych została znaleziona fauna z *Myophoria costata* i *Naticella costata* (Kotański 1956a, 1959 a, b, c). Miąższość tych warstw nie przekracza tu na ogół 20 m. W górnej części tej serii grupują się tzw. dolomity nadmyophoriowe, ścięte przez anizyjską brekcję podstawową.

Klasyczna odkrywka z fauną znajduje się na południowych zboczach Panienek przy szlaku na Przełęcz Iwaniacką. Warstwy te odsłaniają się również pod Rzędami i nad Przełęczą Iwaniacką (Kotański 1959a).

Trias środkowy

Trias środkowy w tej serii jest stosunkowo dobrze poznany i wykształcony jest najpełniej w Tatrach, osiągając miąższość maksymalną — 0 m. Klasyczny profil został ustalony w Rzędach (Kotański 1959a, Kotański in Gignoux 1956). Trias środkowy o zredukowanej miąższości widoczny jest w Panienkach oraz na Gubalcu.

Anizyk zaczyna się brekcją podstawową, która jest jednak tutaj słabo poznana. Wyżej leży gruba seria cukrowatych dolomitów i wapieni dolomitycznych, dobrze widoczna w Rzędach i nad Przełęczą Iwaniacką.

Nad nimi leżą wapienie robaczkowe naprzemianległe z płytowymi dolomitami żółto wietrzejącymi, czemu zawdzięczają swoją charakterystyczną morfologię Rzędy. Miąższość anizyku w Rzędach wynosi około 600 m, a w kierunku wschodnim gwałtownie maleje i w Panienkach ma już tylko około 300 m. Zmienność tę można traktować jako zmienność longitudynalną oraz przejście od serii Kominów Tylkowych do serii Wąwozu Kraków. W osadach anizyjskich zostały znalezione tylko łodyżki liliowców z rodzaju *Dadocrinus* i *Encrinus*.

Ladyn składa się z dolomitów i wapieni dolomitycznych o miąższości około 230 m, które są miejscami pasiaste lub oolitowe (Turnau-Morawska 1954). Warstwy te są widoczne na południowych zboczach Dolinki Smytniej.

Trias górny

Trias górny serii Kominów Tylkowych składa się z dwóch zupełnie różnych zespołów skalnych — dolnego klastycznego, zaliczonego umownie do karniku, oraz górnego węglanowego, zaliczonego do noryku (Kotański 1956 b, d). Warstwy te są widoczne w Dolince Smytniej oraz na prawym zboczu Doliny Kościeliskiej — pod Gubałcem.

Karnik składa się z naprzemianległych czerwonych i zielonych łupków ilastych, piaskowców i zlepieńców kwarcowych oraz z żółto wietrzejących dolomitów i wapieni z rogowcami (Kotański 1956b, 1959a). Badania petrograficzne były prowadzone przez M. Turnau-Morawską (1954). Miąższość tej serii, która jest najlepiej odkryta w górnej części Doliny Smytniej, wynosi około 30 m. W dolnej części tej dolinki jest ona zapewne zredukowana do kilku metrów, z powodu zastąpienia facji klastycznej przez węglanową.

Noryk składa się z żółto wietrzejących dolomitów płytowych z przewarstwieniami dolomitów marglistych oraz wapieni pasiastych (Kotański op. cit.). Dolomity te miejscami mają struktury spływowe oraz zawierają rogowce.

Miąższość ich wynosi maksymalnie około 130 m (wylot Gładkiego Żlebu) w dolnej części Dolinki Smytniej. Natomiast w górnej części noryk jest cienki z powodu większych efektów abrazji liasowej. Na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej prawdopodobnie cały górny trias jest rozwinięty w facji węglanowej — znajdują się tam m.in. dolomity z ziarnami detrytycznego kwarcu.

Najwyższego noryku i retyku w serii Kominów Tylkowych brak. Znaleziony przez A. Radwańskiego (1959a) w liasie otoczak żółtego dolomitu noryckiego z wypełnieniem korytarza skałotocza przez ciemny wapień o typie retyckim pochodzi z bardziej południowych serii wierchowych.

Liaso-dogger

Lias tej serii charakteryzuje się znaczną miąższością (ok. 450 m), a jego stratygrafia została tu opracowana ze stosunkowo dużą dokładnością w oparciu o dane faunistyczne. Klasyczny profil z bogatą fauną spiryferynową odsłania się przy krzyżu Pola (Horwitz & Rabowski 1922) na obu zboczach Doliny Kościeliskiej.

Leżące najniżej piaskowce gruboziarniste z otoczakami kwarcu i okruchami dolomitów często perforowanymi przez skałotocze, na podstawie obecności nielicznej fauny zostały zaliczone do dolnego synemuru. Znajdujące się wyżej czarne wapienie piaszczyste zawierają bardzo bogatą, od dawna znaną faunę brachiopodową (spiryferyny), datującą je na lotaryng. Stratygrafia wyższych ogniw nie ma już podstaw faunistycznych. Piaskowiec Pisanej został zaliczony do liasu środkowego (pliensbach, może domer), a znajdujący się najwyżej zespół krynoidowo-piaskowcowy ma obejmować część domeru, lias górny, bajos i część batonu. Ponieważ trudno jest rozdzielić te piętra, mówi się czasem o liaso-doggerze (Kotański 1959a).

Piękny zbiór fauny brachiopodowo-małżowej z profilu przy krzyżu Pola został mi przekazany do opracowania przez profesora E. Passendorfera.

Paralelizacja tego profilu z profilami wyższej części Dolinki Smytniej jest trudna wobec znacznej zmienności facjalnej. Nie ma tam żadnego z ogniw wyróżnionych tutaj. Lias zaczyna się tam brekcją klifową (residualną — Kotański 1956b), trangredując wprost na noryku. Procesy te wraz z powierzchnią abrazyjną, żyłami klastycznymi i powierzchniami wietrzenia opisał dokładnie A. Radwański (1959a). Być może, że jest tu nieco wyższy poziom niż przy krzyżu Pola. Czarnym wapieniom spiryferynowym odpowiadają zapewne różowe wapienie z dość różnorodną fauną (Rabowski 1959, Kotański 1959a). Piaskowce Pisanej są tam mniej rozwinięte, natomiast trafiają się już wapienie rogowcowe (Radwański 1959b); niektóre rogowce są — według niego — typowymi spongiolitami. A. Radwański (op. cit.) znalazł tam również redeponowaną konkrecję fosforytową, liczne okruchy dolomitów noryckich perforowanych przez skałotocze *Potamilla reniformis* oraz spikule gąbek, otwornice, radiolarie, a także okruchy mszywiołów.

Najwyżej znajduje się zespół piaskowców i wapieni krynoidowych z przewarstwieniami zbitych wapieni typu „malmu", stanowiących już łącznik sedymentacyjny z wyżej leżącym zespołem wapiennym (Kotański 1959a) — lias górny — bajos, dolny baton.

Obserwacje warstwowania przekątnego poczynione w liasie tej serii wskazują, że materiał klastyczny był przynoszony z południa (Radwański op. cit.).

Dogger i malm

Jednolity zespół wapienny leżący nad liaso-doggerem liczy około 120 m miąższości. Zaczyna się on zapewne górnym batonem (Horwitz & Rabowski 1922), obejmuje kelowej, oksford, kimeryd, tyton i przechodzi następnie w neokom.

Do górnego batonu i keloweju zalicza się czerwone wapienie, ich wiek nie jest jednak udokumentowany paleontologicznie. Do oksfordu należą różowe wapienie z masowo występującymi globochetami (Radwański in Lefeld & Radwański 1960). Wyżej leżą szare pseudooolitowe wapienie z *Taramelliceras pseudoflexuosum*, oraz z licznymi globochetami i lombardiami (*Saccocoma alpina*). Natomiast tyton reprezentują pseudooolitowe szare wapienie z globochetami, lombardiami i kalpionellami (Radwański in Kotański & Radwański 1960 i Lefeld & Radwański 1960). Z wapieni tytońskich jest zbudowana Skała Pisana.

Neokom

Do neokomu należą ciemnoszare wapienie, miejscami pseudooolitowe z lombardiami i globochetami, których dolna część jest udokumentowana jako berias na podstawie obecności tintinopsell i kalpionell (Lefeld 1959, Lefeld in Lefeld & Radwański 1960).

Miąższość tych wapieni jest niewielka — około 30 m. Nad żlebem Żeleźniak pod niszami mają się znajdować — według Rabowskiego (1959) — ciemne wapienie łupkowe, leżące tam u podstawy urgonu. Ich wiek nie jest dokładnie określony.

Urgon

Jasnoszare wapienie organodetrytyczne z orbitolinami i diploporami ku górze i bocznie przechodzą w ciemnoszare wapienie spatyczne, krynoidowe i zoogeniczne, zawierające również diplopory (Rabowski 1954b, 1959). Ten rodzaj wapieni jest trochę podobny do neokomu serii Osobitej i bobrowieckiej, brak tu jednak rogowców.

W stropie urgonu leżą ciemne wapienie gruzełkowe oraz margle płytowe, widoczne w żlebie Żeleźniak (Rabowski op. cit.). Zawierają one dość liczne brachiopody i belemnity oraz pojedyncze korale (Kotański 1959a). Stanowią one być może odpowiednik najwyższych wapieni neokomu („urgonu") serii Osobitej i bobrowieckiej.

Miąższość tych wszystkich warstw nie przekracza 50 m.

Alb i cenoman

W serii Kominów Tylkowych alb zaczyna się transgresywnie — w spągu margli albu w żlebie Żeleźniak znajdują się zlepieńce i brekcje klifowe (Kotański 1955a, 1959a). Według Rabowskiego (1959) znajdują się tam również różowawe wapienie glaukonitowe, szare wapienie oraz

zlepieńce (śródwarstwowe) złożone z otoczaków skał albu. W warstwach tych fauna jest bardzo sporadyczna i nie była dotychczas oznaczona. E. Passendorfer (1930) z dolnego poziomu albu pasma Pisanej przytacza jedynie *Rhynchonella* sp., znalezioną przez niego w zielonawych łupkach.

Margle pasma Pisanej mają miąższość dochodzącą do 400 m. W górnej ich części znajdują się wkładki piaskowców o pokroju fliszowym (Passendorfer 1930). Są one uwarstwione frakcjonalnie, a kierunki hieroglifów prądowych wskazują na prądy płynące z NE. Warstwy te, najlepiej widoczne na N od Hali Pisanej pod Organami, pod Stołami i w żlebie Zabijak nad Halą pod Kominami, należą już zapewne do cenomanu (Kotański 1959f), co potwierdza również znalezienie mikrofauny cenomańskiej w analogicznych warstwach serii Osobitej i bobrowieckiej. Obecność cenomanu w serii Kominów Tylkowych jest tym bardziej prawdopodobna, że margle mają tu maksymalną, niespotykaną w innych seriach wierchowych miąższość.

Ogólna charakterystyka serii Kominów Tylkowych

Serię tę cechuje ogromna miąższość środkowego triasu, osiągająca tu maksymalną w serii wierchowej Tatr miąższość 830 m. Trias środkowy odznacza się jednocześnie dużą zmiennością facjalną, przy czym miąższości mogą maleć do około 500 m (Panienki). Zmienność facjalna zaznacza się zarówno w kierunku południkowym, jak i równoleżnikowym.

Trias górny łączy się tu sedymentacyjnie z triasem środkowym i jest wyraźnie dwudzielny — karnik jest klastyczny, a noryk — węglanowy.

Lias osiąga tu również znaczne miąższości (450 m), zaczyna się brekcją klifową i cechuje się obecnością wapieni spiryferynowych, kwarcytycznych piaskowców Pisanej i zespołu piaskowcowo-krynoidowego, przechodzącego już w dogger. Zmienność facjalna jest bardzo wielka. W porównaniu z serią bobrowiecką daje się zauważyć spadek ilości rogowców i skał zsylifikowanych.

Dogger jest dwudzielny — w dole piaskowcowo-krynoidowy, a wyżej — wapienny. Większych luk sedymentacyjnych tu nie ma.

Malm nie ma zbyt wielkiej miąższości i cechuje się rozwojem mikrofacji globochetowej (głównie oksford) i pseudooolitowo-lombardiowej (kimeryd i tyton).

Neokom i urgon wykazuje pewne cechy pokrewne z serią bobrowiecką i Osobitej, lecz z wyjątkiem beriasu, który jest również wykształcony w facji pseudooolitowo-lombardiowej, nie jest dokładnie poznany.

Alb i cenoman mają tu największą miąższość w serii wierchowej (400 m).

Obszar sedymentacyjny serii Kominów Tylkowych miał szerokość około 2200 m (pomiar z przekroju Kominów Tylkowych — tabl. V, przekrój V).

Seria Kominów Tylkowych ciągnie się od Doliny Kościeliskiej na północny wschód i znajduje się zapewne pod reglami zakopiańskimi (por. tabl. VI i X). Ku południowemu zachodowi ślady tej serii w postaci porwaków fałdu Kominów Dudowych w spągu płaszczowiny reglowej można prześledzić niemal do Przełęczy Bobrowieckiej. Na północ od niej znajdowała się seria bobrowiecka, a na południe — seria Wąwozu Kraków (na wschodzie), lub seria Świerkul (na zachodzie).

SERIA WĄWOZU KRAKÓW

(tabl. VIII, profil 4)

Nazwa tej serii pochodzi od Wąwozu Kraków, gdyż w tym właśnie wąwozie i na jego zboczach jest ona rozwinięta najbardziej typowo.

Trias dolny

Trias dolny tej serii jest bardzo słabo odsłonięty, lecz istnieje w Dolinie Tomanowej.

W dolnej części Doliny Tomanowej odsłania się *seis* dolny i górny o łącznej miąższości około 180 m (Kotański 1958a, fig. 4). Nad nim leży *dolny kampil* (ok. 50 m). W kilku miejscach na zboczach Żaru odsłaniają się warstwy myophoriowe *górnego kampilu*, zawierające tutaj prócz łupków czarnych — również łupki czerwone i zielone (ok. 40 m).

Trias środkowy

Jest to zespół warstw o stosunkowo niewielkiej miąższości (ok. 330 m), należący zapewne tylko do anizyku. Anizyk zaczyna się słabo rozwiniętą brekcją podstawową. Nad nią leży niegruby zespół szarych cukrowatych dolomitów i wapieni dolomitycznych, a wyżej — naprzemianległe wapienie (przeważnie robaczkowe) i dolomity żółto wietrzejące. Osady ladynu zostały zerodowane w późniejszych okresach erozji, a zachowały się tylko na krańcach obszaru występowania serii Wąwozu Kraków — przy przejściu do serii Kominów Tylkowych i Tomanowej.

Trias środkowy serii Wąwozu Kraków jest najlepiej rozwinięty w masywie Żaru, gdzie anizyk jest podobny do zredukowanego typu Panienek serii Kominów Tylkowych. Jest on również widoczny na obu

zboczach górnej części Wąwozu Kraków — pod Wysoką Turnią i pod Wolarnią.

Jura dolna (lias)

Lias jest rozwinięty szczątkowo i nie ma więcej niż 50 m miąższości. Są to wapniste lub krzemionkowe piaskowce zlepieńcowate kwarcowo-dolomitowe. Reprezentują one tylko górny lias. Utwory te są bardzo mało poznane i nie były dotychczas opracowywane ani pod względem petrograficznym ani sedymentologicznym. Najlepsze odkrywki znajdują się w dnie Wąwozu Kraków powyżej sześciometrowego progu. Główny pas liasu ciągnie się na południowych zboczach Wąwozu Kraków na stokach Wielkiej Turni (są tam czerwone wapienie piaszczyste z fauną — *Gryphaea* sp.) i sięga aż do Przełęczy w Gubałcu nad Halą Smytnią (Rabowski 1959, Kotański in Przewodnik XXXII Zjazdu PTG 1959). Lias ten nie łączy się na powierzchni z liasem serii Kominów Tylkowych z nad Doliny Kościeliskiej, gdyż jest od niego odgrodzony środkowym triasem Gubałca i malmem Zbójnickich Turni. Lias przechodzi również i na północne zbocze Wąwozu Kraków, gdzie wyłania się miejscami spod rozległych usypisk na upłazach dzielących Saturn od Upłazkowej Turni. Widać tam, że lias transgreduje na żółtych dolomitach, prawdopodobnie anizyjskich. Miejscami okruchy dolomitów są perforowane przez skałotocze *Potamilla reniformis* i małże drążące.

Lias serii Wąwozu Kraków występuje w strefie północnej najbardziej zbliżonej do serii Kominów Tylkowych, w głównym fałdzie z grupy fałdów kaskadowych Wąwozu Kraków (por. tabl. I). Natomiast w całej południowej części serii Wąwozu Kraków liasu jest brak.

Dogger

Utwory doggeru leżą ponad liasem, lub bezpośrednio transgredują na środkowy trias (anizyk). Można przy tym zauważyć, że utwory bajosu transgredują z reguły bezpośrednio na środkowy trias, podczas gdy nad liasem jest ich brak, a leżą tam od razu wyższe piętra batonu lub nawet oksford.

Bajos reprezentują zapewne jasne wapienie krynoidowe z fauną małżową i brachiopodową (m.in. spiryferyny), która nie była dotychczas na szerszą skalę eksploatowana ani oznaczana. Wapienie te ciągną się szerokim pasem nad Wielką Turnią, tworząc upłaz, którym prowadzi górna perć nad Wąwozem Kraków. Mają one tu znaczną miąższość, dochodzącą miejscami do 10 m. Leżą tu one bezpośrednio na środkowym triasie, i zaczynają się warstwą zlepieńca złożonego przeważnie z okruchów dolomitów podziurawionych przez skałotocze *Potamilla reniformis*, oraz z redeponowanych konkrecji hematytowych. Jest to warstwa syderolityczna analogiczna do takiejże warstwy z Szerokiego Upłazu w Rzę-

dach pod Ciemniakiem. Ten ciąg bajosu przecina wąwóz, a następnie ciągnie się poprzerywanym pasem u stóp Wysokiej Turni na jego północnym zboczu, schodząc ponownie na dno wąwozu pod Tomaniarskim Twardym Upłazem. Wapienie krynoidowe bajosu wnikają bardzo głęboko w wapienie anizyku, tworząc w nich wielkie żyły klastyczne, wnikające bardzo głęboko (ponad 40 m od spągu bajosu) w utwory środkowego triasu. Na tych dajkach klastycznych powstały niewielkie progi w górnej części wąwozu.

Szczątkowo wykształcone wapienie krynoidowe bajosu transgredują bezpośrednio na dolomity triasowe w dolnym skrzydle głównego fałdu kaskadowego, gdzie jednak przeważnie są ścięte przez baton lub kelowej.

Baton — są to czerwone wapienie drobnokrynoidowe o typie giewonckim, w których dotychczas nie znaleziono jednak fauny. Najlepiej są one widoczne w dolnym skrzydle głównego fałdu kaskadowego, gdzie transgredują bezpośrednio na dolomity triasowe i zawierają dużą ilość okruchów skał środkowo-triasowych.

Kelowej w postaci różowawych wapieni znajduje się również w dolnym skrzydle głównego fałdu kaskadowego, gdzie leży bądź na batonie, bądź wprost na środkowym triasie.

Ogólnie można powiedzieć, że dogger w serii Wąwozu Kraków występuje w dwóch osobnych pasmach. Główne pasmo ciągnie się od Wielkiej Turni poprzez wąwóz pod Wysoką Turnię i Mechy do zboczy Tomaniarskiego Twardego Upłazu, a drugie — między Saturnem a Upłazkową Turnią w dolnym skrzydle głównego fałdu kaskadowego. Oddziela je trias i lias jądra tego fałdu oraz malm synklinalny z wyższej synkliny.

Malm i neokom

Do malmu i neokomu należą wapienie o miąższości przeszło 200 m. Są to różowe wapienie oksfordu, szare kimerydu i tytonu i ciemnoszare neokomu. Utwory te nie były dotychczas badane pod mikroskopem.

Urgon

Ciemne wapienie urgońskie tworzą skałki u wylotu Wąwozu Kraków i pod Saturnem nad Żlebem Pisanej. Natomiast z białych wapieni urgonu są zbudowane grzebienie Wysokiej i Upłazkowej Turni oraz turni Mechy nad dolinką Kamienne. Według Rabowskiego (1959), w stropie tych wapieni znajdują się miejscami matowe wapienie z rdzawymi naciekami — „płytowa facja urgonu". Miąższość urgonu nie przekracza na ogół 50 m.

Alb i cenoman

Alb zaczyna się zwartym drobnoziarnistym wapieniem piaszczystym, miejscami glaukonitowym, leżącym na urgonie u stóp turni Mechy (Passendorfer 1930, Rabowski 1959). Wyżej leżą margle, które w wyższej

części zawierają wkładki piaskowców fliszowych. W warstwach tych E. Passendorfer (1930) znalazł nieoznaczalne amonity, belemnity, małże (m.in. wielkie inoceramy), oraz fragmenty szkarłupni. Nie znaleziono jednak dotychczas przewodniej fauny; możliwe, że wobec znacznej miąższości margli (330 m) górna ich część należy już do cenomanu.

Ogólna charakterystyka serii Wąwozu Kraków

Seria ta odznacza się niezbyt grubą miąższością środkowego triasu, ograniczonego przy tym tylko do anizyku. Triasu górnego tu w ogóle nie ma, a bezpośrednio na anizyku transgreduje tu górny lias, lub przeważnie nawet dogger. Jest to zatem seria najbardziej podobna do serii Czerwonych Wierchów i Giewontu, gdzie również bezpośrednio na środkowym triasie transgreduje dogger.

Pomiar strefy sedymentacyjnej serii Wąwozu Kraków wykonany w Wąwozie Kraków (tabl. VI, przekrój I) wskazuje, że miała ona szerokość około 1800 m.

Seria Wąwozu Kraków dalej ku NE kryje się pod fałdami wierchowymi i nie jest bezpośrednio widoczna, a ku SW ciągnęła się niegdyś na południe od serii Kominów Tylkowych, lecz została zerodowana na linii Doliny Kościeliskiej. Jedynym śladem jej istnienia na zachód od Doliny Kościeliskiej jest sytuacja w szczytowej części Kominów Tylkowych w skręcie synklinalnym Kufy (tabl. V, przekrój V). Widać tam, że trias górny z Dolinki Smytniej został zerodowany przez lias, który transgreduje tam bezpośrednio na ladynie. Jeszcze wyżej na triasie środkowym leży dogger (baton) okalający wraz z malmem alb ukazujący się w oknie tektonicznym na S od grani Mnicha. Lias w antyklinalnym wybrzuszeniu Kufy nie jest zbyt gruby (ok. 35 m), a na nim leżą bladoróżowe wapienie z glaukonitem, mogące należeć do keloweju (Rabowski 1959, fig. 72). Jest to zatem profil, który może być paralelizowany z Wąwozem Kraków. Możliwe, że werfen na szczycie Ornaku należał niegdyś do tej serii (tabl. X). Dalej ku zachodowi seria Wąwozu Kraków zapewne się wyklinowywała, a z serią Kominów Tylkowych bezpośrednio graniczyła seria Świerkul.

SERIA ŚWIERKUL

(tabl. VIII, profil 5)

Nazwa tej serii pochodzi od przełęczy Świerkule i jednostki Świerkul, jedynego w Tatrach elementu fałdowego o profilu właściwym seriom autochtonicznym. Profil stratygraficzny tej serii został opisany przez

F. Rabowskiego (1954b, 1959), a dokładniej przez W. Jaroszewskiego (1957).

Warstwy wchodzące w skład serii Świerkul są bardzo silnie pofałdowane i wewnętrznie złuskowane, i z tego powodu ustalenie pełnego profilu wraz z podaniem miąższości warstw napotyka tu na podobne trudności jak w pasie skałkowym. Zestawiony poniżej syntetyczny profil serii Świerkul opiera się głównie o dane W. Jaroszewskiego.

Trias górny

Najniższym znanym ogniwem stratygraficznym jest *górny trias* rozwinięty w facji klastycznej — piaskowce i zlepieńce kwarcowe z nielicznymi przewarstwieniami czerwonych łupków. Miąższość tych warstw wynosi dzisiaj zaledwie kilka metrów, lecz można się spodziewać, że pierwotnie była ona większa. Ponieważ w zlepieńcach doggeru liczne są dolomity żółte górnego triasu, jest prawdopodobne, iż skały klastyczne reprezentują karnik, nad którym znajdował się dolomitowy noryk, podobnie jak to ma miejsce w serii Kominów Tylkowych.

Triasu środkowego w fałdzie Świerkul obecnie jest brak zupełnie, lecz trudno przypuszczać by przed ruchami fałdowymi nie było go tam zupełnie. Z rekonstrukcji paleogeografii wynika, iż seria Świerkul zajmowała pozycję między serią Kominów Tylkowych lub Wąwozu Kraków, a serią Czerwonych Wierchów (tabl. X). Ponieważ we wszystkich tych seriach trias środkowy występuje, należy się spodziewać, iż istniał on również i w serii Świerkul, lecz pozostał w tyle przy fałdowaniu, lub został wytłoczony. Można przypuszczać, iż co najmniej był tutaj anizyk a pod nim także dolny trias — por. tablicę VIII.

Lias górny

Nad górnym triasem leżał lias, jednak obecnie bezpośredni kontakt tych dwóch ogniw stratygraficznych nie jest widoczny. Są to piaskowce wapniste i kwarcytyczne, ze śladami fauny spiryferynowej. Z tego powodu, że łączy się on sedymentacyjnie z doggerem, należy sądzić, iż jest to *lias górny*. Lias ten był tu zapewne zredukowany podobnie, jak to ma miejsce w serii Wąwozu Kraków, i nie przekraczał 30 m.

Dogger

Do doggeru należą już zapewne opisane przez W. Jaroszewskiego (1957) wapienie piaszczysto-krynoidowe ze strukturami spływowymi i z redeponowanymi konkrecjami hematytowymi. Należą one być może do spągu *bajosu*, podobnie jak analogiczne zlepieńce w serii Wąwozu Kraków i w Rzędach pod Ciemniakiem. Wyżej leżą wapienie krynoidowe bez domieszki ziaren piasku, należące również do bajosu. Nad nimi leżą czerwone wapienie podobne do *batonu*, z wkładkami brekcji i zlepieńców

kwarcowo-dolomitowych, miejscami z konkrecjami hematytu. Wszystkie te utwory mają miąższość 2-3 m.

Do *keloweju* zaliczył W. Jaroszewski różowe i czerwone wapienie bulaste, podobne do analogicznych wapienie o typie marbres de Guillestre z serii bobrowieckiej w Dolinie Chochołowskiej, gdzie są zaliczane do keloweju na tej podstawie, że podobne do nich wapienie w Rzędach pod Ciemniakiem leżą ponad wapieniami batońskimi o typie giewonckim a więc w tej samej pozycji co w serii Świerkul.

Malm i *neokom* został tu wyróżniony na podstawie analogii litologicznych z innymi seriami wierchowymi ma on zapewne miąższość dochodzącą do 200 m. Jest to główny element skałkotwórczy w pasmie Świerkul. Badania mikroskopowe nie były tu prowadzone, lecz należy się spodziewać znalezienia i tutaj typów mikrofacjalnych wyróżnionych w innych seriach wierchowych.

Urgon jest tu wykształcony w postaci jasnych wapieni chropowatych, lecz również nie jest dotychczas opracowany pod względem mikrofacjalnym. Ma on miąższość dochodzącą być może do 50 m, lecz występuje bardzo fragmentarycznie tylko we wschodniej części pasma Świerkul.

Alb związany z fałdem Świerkul nie został stwierdzony. Natomiast wapień glaukonitowy z dolnej części albu został znaleziony przez F. Rabowskiego (1933) w porwaku w masywie Osobitej.

Ojczyzna fałdu Świerkul znajdowała się na południe od serii Wąwozu Kraków i serii Kominów Tylkowych, na przejściu do serii Czerwonych Wierchów (tak jak to ustalił Jaroszewski), na linii Ornak — Kończysta nad Jarząbczą — Rohacze. Porwakami z tej strefy sedymentacyjnej może być łuska kajpru i łuska gnejsów w Żlebie pod Bobrowcem, a jest nim na pewno łuska w masywie Osobitej, zawierająca m.in. lias (por. tabl. V). Stwierdzona długość strefy sedymentacyjnej serii Świerkul wynosi zatem przeszło 12 km, a jej szerokość może być określona na około . km (problematyczny pomiar w przekroju Kominów Dudowych — tabl. V, przekrój IV).

SERIA TOMANOWEJ

(tabl. VIII, profil 6)

Nazwa tej serii pochodzi od Doliny Tomanowej, gdzie w Czerwonych Żlebkach i na Tomaniarskim Twardym Upłazie jest ona najlepiej wykształcona.

Termin „seria Tomanowej“ był stosowany przez Matějkę i Andrusova (1930) na określenie serii osadowych pokrywających tatrzański trzon krystaliczny. W tym znaczeniu E. Passendorfer (in Regionalna Geologia Polski 1951) stosował termin „seria Kominów Tylkowych“.

Trias dolny (scytyk)

Seis dolny składający się z piaskowców kwarcytycznych, z przewarstwieniami zlepieńców i łupków odsłania się na zboczu Tomanowej Polskiej oraz w rejonie Przełęczy Tomanowej i ma miąższość około 120 m. Badania sedymentologiczne zostały zapoczątkowane przez P. Roniewicza (1959) oraz S. Dżułyńskiego i R. Gradzińskiego (1960).

Seis górny składający się z naprzemianległych łupków i piaskowców widoczny jest przede wszystkim w rejonie Przełęczy Tomanowej oraz w Dolinie Tomanowej Polskiej. Jego miąższość może zapewne dochodzić do 90 m.

Kampil dolny jest słabo odsłonięty, a tylko pod Przełęczą Tomanową widoczna jest brekcja piargowa pochodząca z tych warstw, w postaci charakterystycznie wietrzejących wapieni komórkowych. Miąższość tych warstw. wykształconych tak samo jak i w innych seriach wynosi około 50 m.

Kampil górny — są to warstwy myophoriowe widoczne nad Przełęczą Tomanową na zboczu Stołów. Ich miąższość wynosi około 40 m.

Trias środkowy

Trias środkowy serii Tomanowej jest najlepiej wykształcony w Stołach pod Ciemniakiem, oraz w zboczu pod Czerwonymi Żlebkami i pod Tomaniarskim Twardym Upłazem (tabl. VI, przekrój I).

Anizyk zaczyna się brekcją podstawową, a wyżej leżą szare cukrowate dolomity i wapienie. w których F. Rabowski (1959) znalazł faunę małżów i ślimaków, charakterystyczną dla tych warstw. Wyżej leży gruba seria naprzemianległych wapieni robaczkowych oraz żółto wietrzejących dolomitów płytowych. W wapieniach częste są przewarstwienia wapieni krynoidowych z *Dadocrinus*. Wyżej leżą wapienie i dolomity z *Encrinus*, należące już być może częściowo do ladynu.

Ladyn reprezentują żółto wietrzejące płytowe dolomity, w których górnej części pojawiają się przewarstwienia seledynowych łupków, i dolomitów (Kotański 1959a). Warstwy te łączą się sedymentacyjnie z górnym triasem.

Miąższość środkowego triasu dochodzi do 460 m (Stoły), jednak pod Czerwonymi Żlebkami jest znacznie mniejsza. Należy się tu liczyć z możliwościami silnej erozji górnotriasowej, gdyż w niektórych miejscach górny trias leży bezpośrednio na dolnym anizyku i zbliża się prawie do warstw myophoriowych kampilu (szlak nad bulą seisu). Możliwe, że pewne ogniwa środkowego triasu są tu wytłoczone.

Trias górny

Trias górny serii Tomanowej jest od dawna znany z Czerwonych Żlebków (Uhlig 1897). *Karnik* i *noryk* są tu wykształcone w klastycznej

acji. Są to piaskowce, zlepieńce i łupki czerwone, opracowane petrogra-icznie przez M. Turnau-Morawską (1953). Szczegółowe następstwo warstw odałem już przedtem (Kotański 1959a). W Czerwonych Żlebkach kla-tyczne warstwy górnego triasu łączą się sedymentacyjnie z ladynem od ołu i z warstwami tomanowskimi od góry. Z Czerwonych Żlebków war-twy górnotriasowe ciągną się na Tomaniarski Twardy Upłaz.

Warstwy tomanowskie składają się z czarnych łupków węglistych, brązowych łupków z szamozytowymi (?) oolitowymi rudami żelaza i z jas-ych kwarcytów z florą skrzypów i paproci (Raciborski 1890), datującą e — według niego — na retyk. Ponieważ jednak w serii Cichej na war-twach tomanowskich leżą osady morskie uważane również za retyk, ożna przypuszczać, że należą one częściowo również do noryku (Kotań-ki 1959b). Być może, że bliższe sprecyzowanie ich wieku będzie możliwe o przeprowadzeniu badań palynologicznych. Badania te, zapoczątkowane rzez mgr Halinę Kotańską, która znalazła tu dobrze zachowane spory pyłki, są w toku.

Pełny profil warstw tomanowskich podałem uprzednio (Kotański 959a). Miąższość ich wynosi około 60 m.

W Czerwonych Żlebkach łączą się one sedymentacyjnie z klastycz-ymi utworami karniku. Natomiast na ścieżce turystycznej pod Toma-iarskim Twardym Upłazem leżą one na dolomitach górnego triasu i za-zynają się tam zlepieńcem złożonym z elementów górnotriasowych. / dolnej (zachodniej) części tego siodła znalazłem w pewnej odmianie arstw tomanowskich wkładki wapieni piaszczystych z fauną małżową, świadczy o tym, że tworzyły się one w środowisku morskim, a nie lą-owym, jak to sądzono dotychczas.

Warstwy tomanowskie, należące do antykliny III/IV, z Tomaniar-kiego Twardego Upłazu ciągną się na zboczu nad Wąwozem Kraków dochodzą niemal do Groty Lodowej.

ıra dolna (lias)

Lias składa się tutaj z piaskowców wapnistych krzemionkowych, miej-ami rogowcowych, z wkładkami zlepieńców i wapieni krynoidowych. warstwach tych F. Rabowski (1959) znalazł w III synklinie (pod ścianą [malmu) faunę małżową. Małże takie znalazłem również w liasowym drze IV synkliny na Tomaniarskim Twardym Upłazie. Lias otacza ąską wstęgą warstwy tomanowskie antykliny III/IV, powtarza się dwu-otnie na zboczach nad Wąwozem Kraków, i dochodzi niemal do Groty dowej.

Miąższość liasu serii tomanowskiej wynosi nieco ponad 40 m. Jest to ewne tylko lias górny, o czym świadczy obecność wapieni krynoido-ych i nieduża miąższość osadów. Lias nie łączy się tu sedymentacyjnie

z warstwami tomanowskimi, lecz wszędzie leży na nich ostrą granicą. Na Tomaniarskim Twardym Upłazie lias zaczyna się zlepieńcem złożonym z otoczaków piaskowców i łupków warstw tomanowskich lub brązowymi piaskowcami przepełnionymi materiałem pochodzącym z tych warstw. Wkładki wapienne w tych piaskowcach zawierają faunę małżową. Brunatnawe piaszczyste wapienie krynoidowe z małżami znajdujące się nad Wąwozem Kraków (Rabowski 1959, Kotański 1956a) były uważane za odpowiednik morskiego retyku z Doliny Chochołowskiej. Obecnie jednak sądzę, iż są to również utwory górnego liasu, wzbogacone w brunatny materiał warstw tomanowskich. Fauna w nich zawarta nie jest dotychczas oznaczona.

Dogger serii Tomanowej nie jest znany i wszędzie ponad liasem leży bezpośrednio malm.

Malm i neokom

Malm zaczyna się różowymi wapieniami oksfordu. Możliwe, że brak doggeru jest spowodowany częściowo wytłoczeniami. Znane mi są jednak miejsca, gdzie oksford transgreduje bezpośrednio na liasie.

Nad oksfordem leżą szare wapienie kimerydu i tytonu. Wapienie malmu nie były dotychczas badane pod mikroskopem. Okalają one antyklinę III/IV szerokim pasem skałek i turni takich jak Mechy, Lodowiec oraz skałki na zachodnim zboczu Ciemniaka. Miąższość malmu i neokomu dochodzi do 200 m.

Urgon

Urgon jest tu wykształcony w postaci białych wapieni organodetrytycznych o miąższości około 50 m. Zbudowane są z nich turnie nad dolinką Kamienne.

Alb

Do serii Tomanowej należą margle albu w dolince Kamienne, których miąższość z powodu wytłoczeń nie przekracza 140 m.

Ogólna charakterystyka serii Tomanowej

Serię Tomanowej cechuje obecność środkowego triasu, klastyczna facja karniku i noryku oraz obecność warstw tomanowskich. Lias górny transgreduje tu na warstwy tomanowskie, a brak jest doggeru.

Seria Tomanowej jest widoczna tylko w przekroju Ciemniaka (tabl. VI, przekrój I), gdzie jej strefa sedymentacji ma szerokość około 1200 m. Rozdziela ona tutaj serię Wąwozu Kraków od serii Rzędów — Spiso-Michałowej, która stanowi już przejście do serii Czerwonych Wierchów

Dalej ku zachodowi seria Tomanowej zapewne się kończyła, gdyż nie ma tam żadnych śladów jej istnienia. Natomiast ku wschodowi jej strefa sedymentacji mogła być nawet nieco szersza (np. przekrój Małołączniaka — ok. 2000 m), co wynika z rozważań tektonicznych i paleogeograficznych (por. zestawienie tabela 1). Trudno jednak o tym sądzić z zupełną pewnością, gdyż dalej ku wschodowi seria Tomanowej ukryta jest pod fałdami wierchowymi i nigdzie już nie wyłania się na powierzchnię. Można przypuszczać, iż seria Tomanowej i seria Cichej ku wschodowi mogły sięgać najwyżej do południka Świnicy (tabl. X).

SERIA CICHEJ
(tabl. IX, profil 1)

Nazwa tej serii pochodzi od Doliny Cichej i została urobiona w podobny sposób jak nazwa „seria Tomanowej". Najlepiej jest ona wykształcona na północnych zboczach Doliny Cichej między Jaworem a Pośrednim Goryczkowym — w Jaworowej Dolince i w Ścienkach.

Trias dolny (scytyk)

Seis dolny odsłania się w dnie Doliny Cichej. Miąższość jego nie była mierzona. Z zestawienia przekrojów tektonicznych otrzymałem wartość około 140 m.

Seis górny jest źle odsłonięty i znajduje się na połogim północnym zboczu doliny nad jej dnem. Miąższość jego na przekrojach tektonicznych wynosi około 100 m.

Kampil dolny jest również źle odsłonięty. Widoczny jest przy nowym szlaku turystycznym na Kasprowy w Suchym Żlebie. Są to żółte margle dolomityczne z przewarstwieniami łupków zielonych i jasnoszarych zbitych wapieni. F. Rabowski (1959) uważał go tam za odpowiednik całego zredukowanego triasu. Sądził on, że wapienie te są odpowiednikiem całego środkowego triasu, w którego spągu i stropie leżą „dolomity komórkowe".

Miąższość dolnego kampilu pod Ścienkami może dochodzić do 50 m.

Kampil górny odsłania się u podnóży Ścienek, m.in. przy szlaku na Kasprowy. Są to dolomity żółtawo wietrzejące z przewarstwieniami łupków czarnych, należące do warstw myophoriowych. Miąższość ich dochodzi do 40 m. F. Rabowski (1959) i A. Gorek (1958) zaliczali te warstwy do silnie zredukowanego środkowego triasu. Tymczasem na zboczach Cichej na wschód od Jawora nie ma nigdzie środkowego triasu (Kotański 1956b, 1959b, Kotański in Rabowski 1959).

Trias górny

Karniku i noryku w jakiejbądź facji w serii Cichej jest brak. Nie należą do tych pięter również „górne dolomity komórkowe", które zaznaczył F. Rabowski w Suchym Żlebie (1959).

Warstwy tomanowskie. — Bezpośrednio na warstwach myophoriowych górnego kampilu leżą warstwy tomanowskie. Pas ich wychodni ciągnie się pod Ścienkami nad szlakiem turystycznym na Kasprowy. Najlepsze wychodnie znajdują się w żlebie pod Pośrednim Goryczkowym oraz w Jaworowej Dolince, gdzie osiągają one maksymalną miąższość 60 m. Miąższość ta ku północnemu wschodowi wyraźnie maleje i spada aż do zera, i seria Cichej przechodzi w serię Liliowego.

Warstwy tomanowskie leżą ostrą granicą na kampilu, nie znalazłem jednak w spągu zlepieńca ani brekcji podstawowej. Między obu ogniwami zaznacza się natomiast kilkustopniowa niezgodność kątowa.

Warstwy tomanowskie są tu wykształcone analogicznie jak w serii Tomanowej i zawierają również szczątki roślin. Również i tutaj mgr Halina Kotańska znalazła dobrze zachowane spory i pyłki.

Retyk morski występuje w żlebie pod Pośrednim Goryczkowym (Rabowski 1959, Kotański 1956b, 1959b, c, Gorek 1958). Są to czarne wapienie łupkowate z przewarstwieniami czarnych łupków przepełnione krynoidami i ostrygami. Wyżej leżą wapienie piaszczyste z koralami, ostrygami ślimakami i mszywiołami. Są w nich również szczątki brachiopodów i jeżowców oraz igły strzykw. Szczegółowy profil tych warstw, których miąższość nie przekracza 20 m, dał A. Gorek (1958). A. Schaleková (1959) znalazła tu również girwanelle.

Pomimo analogii do retyku serii bobrowieckiej istnieją również znaczne różnice, a fauna nie została jeszcze oznaczona. Nie można wyłączyć, że warstwy te reprezentują najniższy lias (hetang). W związku z tym również i wiek warstw tomanowskich nie jest dokładnie określony.

Warstwy „retyku morskiego" leżą ostrą granicą na warstwach tomanowskich, aczkolwiek niezgodności kątowej tu nie widać, a łączą się sedymentacyjnie z liasem.

Jura dolna (lias)

Lias serii Cichej reprezentuje zapewne cały podokres, jednak jego miąższość jest stosunkowo niewielka (ok. 130 m). Są to piaskowce wapniste i krzemionkowe, miejscami z wkładkami zlepieńców z elementami krystalicznymi (granity i łupki krystaliczne — Gorek 1958, pril. 3). W dolnej części tych warstw trafiają się małże, mszywioły i belemnity, a w górnej są wkładki wapieni krynoidowych i rogowców (spongiolitów).

Skały liasowe tworzą skałki Ścienek i są z dala widoczne nad Doliną Cichą.

Dogger

Bajos ani baton nie został tutaj stwierdzony; miejscami tylko u podstawy malmu istnieją różowe wapienie, które mogą być zaliczone do keloweju.

Malm i neokom

Są to masywne zbite wapienie tworzące górną część Ścienek. Ich miąższość jest tutaj stosunkowo niewielka i nie przekracza 50 m.

Urgon

Należą tu białe, organodetrytyczne wapienie z orbitolinami, przekrojami rekwienii oraz z kryształkami pochodzenia echinodermowego (liliowce i jeżowce). Ich miąższość nie przekracza 40 m.

Alb i cenoman

Kontakt urgonu z albem jest tu słabo odsłonięty, jednak w kilku miejscach nad Ścienkami istnieje możliwość znalezienia wapieni dolnej części transgredującego albu. Leżące wyżej margle albu tworzą pas upłazów nad Ścienkami a pod czapką krystaliniku Goryczkowej. Ogólna miąższość margli przekracza 200 m, a ponieważ w ich górnej części trafiają się wkładki piaskowców o typie fliszowym, można sądzić, że należą one już do cenomanu. V. Uhlig (1897) znalazł tutaj *Pachydiscus* sp. (?), *Turrilites* sp. i *Inoceramus* sp.

Ogólna charakterystyka serii Cichej

Seria ta charakteryzuje się przede wszystkim zupełnym brakiem środkowego triasu oraz obecnością warstw tomanowskich, morskiego „retyku" i stosunkowo pełnego liasu. Warstwy tomanowskie transgredują przy tym wprost na warstwy myophoriowe kampilu, co m.in. różni serię Cichej od serii Tomanowej.

Maksymalna szerokość strefy sedymentacyjnej serii Cichej, obliczona z przekroju Kalacka Turnia — Czuba Goryczkowa (tabl. VI, przekrój VI) wynosi około 1400 m. Ku wschodowi i zachodowi szerokość ta malała. W zachodniej części odkrywek w Dolinie Cichej znajduje się profil serii Cichej bliski już do serii Tomanowej, a we wschodniej — do serii Liliowego (tabl. X).

Seria Cichej na całej długości jej strefy sedymentacyjnej (ok. 7,5 km) od południa graniczy z serią Tomanowej (w Dolinie Cichej wychodzącej

w powietrze i zerodowanej), a od północy — w zachodniej części zapewne z serią Wąwozu Kraków (przekrój Małołączniaka, Kopy Kondrackiej i Jawora — tabl. VI, przekroje III—V), a we wschodniej — z serią Liliowego (tabl. VI, przekroje VI—VIII).

SERIA LILIOWEGO

(tabl. IX, profil 2)

Nazwa serii pochodzi od przełęczy Liliowe, w której rejonie seria ta jest najlepiej wykształcona. Typowy profil tej serii widoczny jest na południowych zboczach Liliowego aż do Suchego Żlebu oraz na północ od przełęczy z przerwami aż do Hali Gąsienicowej.

Trias dolny (scytyk)

Seis dolny odsłania się dobrze na południowych zboczach Liliowego, wznosząc się stopniowo ku przełęczy od depresji Jawora — Goryczkowej ku elewacji Koszystej. Kontakt seisu z granitem trzonu krystalicznego odsłania się pod Skrajną Turnią, gdzie był od dawna opisywany (Turnau-Morawska 1947, 1955, Passendorfer in Regionalna Geologia Polski 1951, 1957, Roniewicz 1959). Seis leży tam na zwietrzałym sypkim granicie; wietrzenie to pochodzi z permu. Według obserwacji P. Roniewicza bezpośrednio na tym zwietrzałym granicie leży kilkunastocentymetrowej miąższości zlepieniec złożony z otoczaków granitu. Wyżej materiał pochodzi częściowo z trzonu tatrzańskiego, a częściowo jest przyniesiony z daleka. W piaskowcach kwarcytycznych trafiają się tu przewarstwienia łupków czerwonych o dość znacznej rozciągłości. Miąższość dolnego seisu nie przekracza 60 m.

Seis górny składa się z naprzemianległych łupków i piaskowców i jest widoczny zarówno na południe jak i na północ od przełęczy — przy szlaku na Liliowe z Doliny Stawów Gąsienicowych. Do tych warstw zaliczył A. Michalik (1955) również i lias.

Kampil dolny jest zachowany fragmentarycznie w postaci przekrystalizowanych, silnie użylonych wapieni i dolomitów marglistych na południe od przełęczy Liliowe (Rabowski 1959) oraz w żlebie pod Skrajną Turnią (Kotański 1959d).

Jura dolna (lias)

Lias transgreduje w tej serii bezpośrednio na dolnym triasie — przeważnie na górnym seisie, a miejscami nawet na dolnym. Taka sytuacja jest na południe od przełęczy, gdzie zaznacza się nawet wyraźna niezgodność kątowa między seisem a liasem (Rabowski 1959, fig. 116). Sedy-

mentacyjny kontakt liasu z górnym seisem jest widoczny przy szlaku na Liliowe (Rabowski 1959, fig. 115, Kotański 1959d, fig. 2).

Lias składa się z porowatych piaskowców kwarcytycznych z okruchami żółtych dolomitów oraz z wapieni zsylifikowanych. Jest to zapewne tylko górny lias, gdyż w żlebie pod Skrajną Turnią lias łączy się sedymentacyjnie z doggerem (liaso-dogger) i zawiera w górnej części redeponowane bloki zbitych wapieni podobnych do wapieni doggero-malmu. Na północ od Liliowego miąższość liasu nie przekracza 20 m. Jest ona większa na południe od przełęczy — przy nowym szlaku na Kasprowy (przeszło 50 m), gdzie profil liasu jest bardziej urozmaicony i odsłaniają się jego niższe części. Prócz piaskowców i zlepieńców są tam również wapienie piaszczyste o diagonalnym uwarstwieniu oraz wapienie zsylifikowane (Gorek 1958). W wapieniach piaszczystych A. Schaleková (1959) znalazła tam otoczki girwanellowe (*Girvanella minuta*) na ziarnach kwarcu.

Dogger

W żlebie pod Skrajną Turnią dogger łączy się sedymentacyjnie z górnym liasem i może być tam wykształcony częściowo w facji klastycznej, podobnie jak to ma miejsce w serii Kominów Tylkowych.

Na północ od Liliowego ponad liasem leżą różowe wapienie o kilkunastocentymetrowej miąższości, które mogą należeć do keloweju (Rabowski 1959, fig. 115). Możliwe, że miejscami dogger transgreduje bezpośrednio na werfenie, jednak miejscami kontakt doggeru czy nawet malmu z werfenem jest spowodowany wytłoczeniami.

Malm i neokom

Wapienie malmu i neokomu odsłaniają się na Liliowem, w kilku miejscach na północ od przełęczy oraz tworzą ciągły pas skałek na południowych zboczach przełęczy Liliowe i pod Beskidem, który przecina nowy szlak turystyczny na Kasprowy. Badania mikroskopowe nie były tu jeszcze prowadzone. Miąższość malmu i neokomu nie przekracza 50 m.

Urgon

Organodetrytyczne białe wapienie urgonu są dobrze rozwinięte na Liliowem i jego zboczach. Na zwietrzałych powierzchniach widać tam orbitoliny i rekwienie. Miąższość wapieni dochodzi do 30 m.

Alb

Margle albu znajdują się na upłazach powyżej pasa skałek wznoszących się na Liliowe z Doliny Cichej. Wypreparowana jest w nich przełęcz Liliowe, a wyłaniają się również w kilku miejscach na północ od przełęczy. Ich miąższość nie przekracza 100 m. W tym pasmie albu na S od Liliowego V. Uhlig (1897) znajdował amonity i inoceramy.

Ogólna charakterystyka serii Liliowego

Seria Liliowego charakteryzuje się zupełnym brakiem środkowego triasu i górnego kampilu, a nawet przeważnie dolnego kampilu i miejscami górnego seisu. Brak jest również górnego triasu. Bezpośrednio na dolnym scytyku transgreduje tu górny lias, a miejscami być może nawet dogger. Jest to zatem najbardziej zredukowana seria wierchowa, z największymi lukami stratygraficznymi (jeśli nie liczyć hipotetycznej serii Koszystej, gdzie być może brak jest zupełnie liasu).

Przypuszczalna szerokość strefy sedymentacyjnej serii Liliowego dochodzi do 2 km (przekrój Myślenickie Turnie — Kasprowy Wierch — tabl. VI, przekrój VII, i przekrój Skrajna Turnia — Gładkie Upłaziańskie — tabl. VI, przekrój VIII).

Na północ od serii Liliowego znajduje się hipotetyczna seria Koszystej, a na południe — seria Cichej. Można sądzić, iż seria Liliowego ma swój dalszy ciąg w hipotetycznej serii Białej Wody (tabl. X). Połączona seria Liliowego — Białej Wody stanowi wielką strefę luk stratygraficznych ciągnącą się od depresji Jawora — Goryczkowej poprzez całe Tatry Wysokie, na długości około 20 km.

SERIA KOSZYSTEJ
(tabl. IX, profil 3)

Nazwa tej serii pochodzi od masywu Koszystej, gdzie po raz pierwszy A. Michalik (1955) stwierdził, iż seria autochtoniczna ogranicza się tam do werfenu. Ze względu na to, że brak tu jest danych o stosunku jury do triasu, nie ma tu zasadniczego kryterium odróżniania od siebie serii wierchowych. Przez analogię do sąsiedniej serii Liliowego można przypuszczać, iż jest to seria z maksymalnymi lukami stratygraficznymi. Być może, iż bezpośrednio na dolnym triasie transgreduje tu dogger, gdyż na całej przestrzeni od Stawów Gąsienicowych do Koszystej i Wołoszyna nie ma śladu osadów liasowych. Malm, urgon i alb na Hali Gąsienicowej należą również do tej serii, jednak kontakt malmu z niższymi warstwami nie jest tu widoczny. Właściwy charakter serii Koszystej zostanie określony po znalezieniu granicy triasu z jurą, co stanie się możliwe po wykonaniu robót ziemnych na Hali Gąsienicowej.

Dolny trias (scytyk)

Seis dolny jest tutaj poznany stosunkowo dobrze, dzięki badaniom A. Michalika (1955), M. Turnau-Morawskiej (1955), J. Głazka (1959), P. Roniewicza (1959) oraz S. Dżułyńskiego i R. Gradzińskiego (1960).

W tych miejscach, gdzie zachował się kontakt sedymentacyjny

triasu z krystalinikiem, istnieje granit zwietrzały w czasie permu (Głazek 1959). Wyżej leżą piaskowce i zlepieńce kwarcytyczne z ripplemarkami, często uwarstwione przekątnie. Miąższość dolnego seisu dochodzi do 70 m.

Najlepsze odkrywki znajdują się na północnym zboczu Małej Koszystej oraz na Żółtej Turni. Dolny seis występuje również fragmentarycznie nad Polaną pod Wołoszynem oraz w rejonie Hali Gąsienicowej.

Seis górny towarzyszy przeważnie dolnemu i składa się z naprzemianległych piaskowców i łupków czerwonych. Najlepsze okrywki znajdują się na północnym zboczu Żółtej Turni, przy górnym szlaku, gdzie prowadzili obserwacje sedymentologiczne Dżułyński i Radomski (1960) oraz Roniewicz (1959).

Jego miąższość wynosi około 40 m.

Triasu środkowego i górnego w serii Koszystej brak. Kajper na północ od Polany pod Wołoszynem zaliczany przez A. Michalika (1955) do serii wierchowej, według niepublikowanych badań mgr J. Głazka, należy do serii reglowej.

Malm i neokom serii Koszystej znany jest tylko z Hali Gąsienicowej. Poniżej wapiennika w suchym korycie potoku widoczne są szare wapienie kimerydu lub tytonu. J. Lefeld (in Lefeld & Radwański 1960) w odkrywce przy wapienniku wyróżnił berias i walanżyn na podstawie obecności tintinnid (*Tintinnopsella carpathica*, *T. cadischiana*, *Amphorellina subacuta, Favelloides balearica* i *Stenosemellopsis* cf. *hispanica*). Oba te piętra są wykształcone w mikrofacji lombardiowej. Przypuszczalna miąższość malmu i neokomu nie przekracza 50 m. Stosunek malmu do niższych ogniw stratygraficznych nie jest znany.

Urgon. — W wapienniku na Hali Gąsienicowej urgon jest wykształcony bardzo typowo. Są to białe wapienie organodetrytyczne z rekwieniami, brachiopodami (*Terebratula* sp.), diploporami i solenoporami (Passendorfer 1930, Rabowski 1959). Miąższość ich wynosi około 20 m.

Alb serii Koszystej jest znany tylko z odkrywki na Hali Gąsienicowej. Na urgonie bardzo nierówną granicą leżą tam jasny, nieco glaukonitowy wapień z konkrecjami hematytu (Rabowski 1959). Margle albu autochtonicznego znane są ponadto z potoku Sucha Woda powyżej Murowańca (Limanowski 1911a), gdzie oddzielają serię tubylczą od nasuniętego dolnego triasu, należącego zapewne do fałdu Giewontu (Kotański 1959a).

Ogólna charakterystyka serii Koszystej

Hipotetyczna seria Koszystej cechuje się największymi lukami stratygraficznymi ze wszystkich serii wierchowych. Możliwe, że bezpośrednio na dolny scytyk trensgreduje tu dogger, a nawet malm. Szerokość strefy

sedymentacji tej strefy w przekroju Skrajna Turnia — Gładkie Jaworzyńskie można szacować na przeszło 2 km. Możliwe, iż dalej na wschód jest ona jeszcze większa (por. tabl. X). Jeśli bowiem przyjąć, że obszar wypiętrzany w górnym triasie i dolnej jurze był nabrzmieniem o wydłużonym kształcie, to wówczas można przypuszczać, iż strefa zajęta przez serię Koszystej miała formę wydłużonej soczewy (tabl. X), okolonej przez serie o mniejszych lukach stratygraficznych — od północy przez serię Wąwozu Kraków, a od południa przez serię Liliowego — Białej Wody.

Na elewacji Koszystej malm, neokom i urgon tej serii zostały prawdopodobnie zerodowane w górnej kredzie.

SERIA BIAŁEJ WODY

Nazwa tej hipotetycznej serii pochodzi od Doliny Białej Wody, gdzie D. Andrusov (1950) stwierdził, iż trias środkowy jest bardzo zredukowany i przefałdowany z piaskowcami dolnotriasowymi. Jak to już pisałem w objaśnieniach do przekroju Szeroka Jaworzyńska — Holica (tabl. VII, przekrój II), możliwe iż na środkowym triasie lub nawet na warstwach myophoriowych górnego kampilu leży tam lias. Byłby to zatem profil podobny do profilu serii Liliowego. Z rekonstrukcji paleogeografii (tabl. X) wynika, iż ewentualna seria Białej Wody wypada jak raz na przedłużeniu serii Liliowego, co jeszcze bardziej potwierdza to przypuszczenie. Zagadnienie to wymaga bliższych badań na terenie ścisłego rezerwatu utworzonego na obszarze dawnego zwierzyńca Hohenlohego.

Trias dolny tej serii nie jest dobrze poznany. To samo dotyczy malmu, neokomu i urgonu.

Alb zaczyna się tutaj warstwą wapienia glaukonitowego o grubości dochodzącej do 1 m, z którego E. Passendorfer (1930) opisał najbogatszą faunę albu w Tatrach. Obok licznych amonitów została tu znaleziona nadzwyczaj urozmaicona fauna ślimaków i małżów. Odkrywki te znajdują się między dwiema drogami myśliwskimi prowadzącymi z Doliny Białej Wody do Doliny Spis-Michałowej. W leżących wyżej marglach o miąższości ponad 200 m fauny dotychczas nie znaleziono.

SERIA SPIS-MICHAŁOWEJ
(tabl. IX, profil 4)

Nazwa serii pochodzi od Doliny Spis-Michałowej w zachodniej części masywu Szerokiej Jaworzyńskiej, gdzie znajduje się kontakt triasu z jurą, którego charakter — jak wiadomo — jest głównym kryterium wydzielania serii wierchowych.

Dolny trias (scytyk)

Dolny seis składa się z piaskowców kwarcytycznych z nielicznymi przewarstwieniami zlepieńców i łupków, o miąższości około 180 m. Najlepsze odkrywki znajdują się nad Litworowym Żlebem na południowym zboczu Zamków, w Dolinie Jaworowej pod Świstówką oraz na Zielonej. Charakterystykę petrograficzną tych piaskowców podał K. Borzá (1959).

Górny seis składa się z naprzemianległych łupków czerwonych i piaskowców kwarcytycznych, których miąższość otrzymana przy konstruowaniu przekrojów tektonicznych wynosi około 120 m. Tworzą one pas upłazów nad dolnym seisem oraz występują w obniżeniu Zielonej Przełęczy. Petrograficznie były badane przez K. Borzę (1959).

Kampil dolny składa się z zielonych łupków, szarych dolomitów oraz żółtych margli dolomitycznych, o miąższości około 30 m. Wraz z dolnym seisem tworzy on pas upłazów nad piaskowcami kwarcytycznymi dolnego seisu.

Kampil górny składa się z typowo wykształconych tutaj warstw myophoriowych o miąższości około 60 m. W czarnych wapieniach i łupkach K. Borzá (1959) znalazł ziarna detrytycznego kwarcu, co jest zresztą cechą charakterystyczną warstw myophoriowych w ogóle. Ciągną się one na zboczach nad upłazami zbudowanymi z utworów górnego seisu i dolnego kampilu.

Trias środkowy

Trias środkowy tej serii ma stosunkowo znaczną miąższość, dochodzącą do 450 m. Najlepsze profile widoczne są pod Zamkami, w Upłazkach nad Doliną Białej Wody oraz pod Świstówką w Dolinie Jaworowej. W warstwach środkowego triasu pięknie widoczny jest skręt synklinalny pod Zamkami.

Anizyk zaczyna się, podobnie jak w innych seriach, brekcją podstawową. Wyżej leżą szare cukrowate dolomity i wapienie oraz naprzemianległe wapienie robaczkowe i płytowe żółto wietrzejące dolomity. Zdarzają się również brekcje śródwarstwowe. W tych warstwach są przewarstwienia wapieni krynoidowych z *Dadocrinus*.

Ladyn składa się z szarych gruboławicowych dolomitów, w których można znaleźć ułamki łodyżek *Encrinus* sp.

Trias górny

Należą tu żółte, zielone, różowawe i niebieskie łupki dolomityczne z przewarstwieniami seledynowych cienkoławicowych dolomitów. Wyżej leżą masywne gruboławicowe dolomity. Należy podkreślić brak piaskowców lub łupków silnie piaszczystych. Warstwy te mają grubość 12-50 m i znane są z górnej części Doliny Spis-Michałowej oraz z zachodniej części

Upłazków na grani między Doliną Spis-Michałową a Litworowym Żlebem (Kotański 1956b, 1959b, Kotański in Przewodnik XXXII Zjazdu PTG 1959). Ostatnio K. Borzá (1959) odnalazł je również w Dolinie Jaworowej pod Koszarem. Stwierdził on, że w łupkach różowych znajduje się domieszka detrytycznego kwarcu.

Warstwy te reprezentują zapewne karnik i noryk, natomiast nie obejmują retyku, którego tu brak.

Dogger

Bajos, wykształcony jako jasne wapienie krynoidowe, opisał K. Borzá (1959) z Doliny Jaworowej pod Koszarem, gdzie leży on na węglanowym górnym triasie. W wapieniach krynoidowych znalazł on tam faunę małżów i brachiopodów (m.in. rynchonelle). Wyższe piętra doggeru są tam — jego zdaniem — zawarte w różowawych wapieniach „malmu". Nie jest to prawdopodobne, gdyż wyższe piętra doggeru, a mianowicie *baton* i *kelowej* zostały przeze mnie stwierdzone w Dolinie Spis-Michałowej (Kotański in Przewodnik XXXII Zjazdu PTG 1959), gdzie mają one wykształcenie podobne do tego, jakie jest znane z serii Czerwonych Wierchów i Giewontu i zawierają faunę.

Dogger bynajmniej nie wszędzie w masywie Szerokiej Jaworzyńskiej leży na górnym triasie. W górnej części Doliny Spis-Michałowej pod Zamkami można stwierdzić, że transgreduje on tam bezpośrednio na anizyjskich wapieniach robaczkowych. W tym przypadku byłby to zatem profil właściwy dla serii Czerwonych Wierchów, lub — w tym przypadku — dla Szerokiej Jaworzyńskiej. Granica między obiema seriami byłaby tu dość ostra, zapewne o charakterze dyslokacji starokimeryjskiej (Kotański 1959d). Zagadnienie to wymaga jeszcze bliższych badań.

Malm i neokom

Są to szaro-różowawe zbite wapienie o miąższości przeszło 100 m, które są dobrze widoczne na północnym zboczu Doliny Spis-Michałowej, w Dolinie Szerokiej i w Jaworowej pod Koszarem. Badania mikrofacjalne nie były tu prowadzone; jedynie K. Borzá (1959) przy sposobności badań petrograficznych stwierdził w nich obecność globochet i tintinnid (*Stenosemellopsis hispanica*), wskazujących na neokom.

Urgon

Są to białe, masywne wapienie z orbitolinami i rekwieniami, o miąższości około 30 m. Są one dobrze widoczne w dolince Rozpadliny oraz nad polaną Biała Woda w skręcie i fałdzie Białej Wody. Tworzą one także najwyższą część pn.-zachodnich zboczy Doliny Spis-Michałowej (Kotański 1959e). Znane są również z Doliny Jaworowej przy Polanie Jaworzyńskiej.

lb

Wapienie glaukonitowe z bogatą fauną znajdujące się na południe d polany Biała Woda występują tylko w dole — między dwiema drogami nyśliwskimi. Wypada je więc zaliczyć raczej do serii Białej Wody. Natoniast wyżej — w dolince Rozpadliny i nad Polaną Białej Wody nie ma ch w ogóle. Nie znaleziono ich również w Dolinie Jaworowej. Do tej erii należy natomiast zaliczyć wapienie glaukonitowe znalezione przeze nnie (1959e) na szczycie pn.-zachodniego zbocza doliny Spis-Michałowej, gdzie leżą one na skrasowiałej powierzchni urgonu (lapiez). Fauna est w nich bardzo obfita i dobrze zachowana (amonity, belemnity, małże ślimaki).

Margle albu znane z dolinki Rozpadliny i z Polany Jaworzyńskiej ie dostarczyły dotychczas fauny. Badania V. Kantorovej i D. Andrusova 958), którzy poszukiwali w marglach albu z Doliny Jaworowej mikroauny (podejrzewając, że jest tu cenoman), dały wynik negatywny. Nieniej jednak można się spodziewać obecności cenomanu w albie z Polany iała Woda, gdyż margle mają tutaj mimo sfałdowania znacznie większą iąższość (ponad 200 m), i w górnej części zawierają liczne przewarstwieia piaskowców fliszowych.

Ogólna charakterystyka serii Spis-Michałowej

Serię tę cechuje obecność stosunkowo grubego środkowego triasu, raz węglanowy górny trias, na który transgreduje bezpośrednio dogger. est to zatem profil zupełnie podobny do serii Rzędów (pod Ciemniaem). Jak się okazuje z rekonstrukcji paleogeograficznej (tabl. X), strefy edymentacyjne tych obu serii łączyły się ze sobą, można zatem mówić jednej serii Rzędów — Spis-Michałowej. Seria ta stanowi niewątpliwie rzejście do serii Czerwonych Wierchów — Giewontu — Szerokiej Jaworyńskiej.

Szerokość strefy sedymentacyjnej serii Spis-Michałowej wynosi koło 2,5 km, a długość obszaru występowania obu serii wynosi przeszło km — od elewacji Kominów Tylkowych do wschodniego krańca Tatr ysokich.

Seria Spis-Michałowej od masywu Szerokiej Jaworzyńskiej ciągnie ę jeszcze dalej ku wschodowi. Na południowym zboczu Doliny Koperadów Zadnich należy do niej środkowy i dolny trias (Kotański 1958b), d którym znajdują się warstwy koperszadzkie permu, wielokrotnie isywane (ostatnio Passendorfer 1957 i Borzá 1959). Wobec braku tu nych o stosunku jury do triasu, trudno zdecydować, czy należy tu wy-

różnić osobną serię koperszadzką, charakteryzującą się obecnością permu czy też jest to dalszy ciąg serii Spis-Michałowej. To samo dotyczy najbardziej wschodnich wystąpień serii wierchowej w depresji Steżek.

SERIA RZĘDÓW

Nazwa tej serii pochodzi od Rzędów pod Ciemniakiem, gdzie na Szerokim Upłazie odsłania się kontakt triasu z jurą (fig. 1). Bajos transgreduje tam na węglanowym górnym triasie, co było dla samego mnie gdy odkryłem ten kontakt (1956b), zupełną rewelacją i nasunęło myśl o konieczności wydzielenia nowych serii wierchowych. Później znalazłem podobny profil w masywie Szerokiej Jaworzyńskiej, oraz szereg innych profilów, zupełnie odmiennych od znanych dotychczas profilów serii wierchowej, które opisałem na razie z miejsc tradycyjnie odwiedzanych (1959a), nie chcąc przedwcześnie zmieniać powszechnie uznanych poglądów.

Utwory dolnego i środkowego triasu serii Rzędów nie różnią się właściwie od utworów tego wieku serii Tomanowej i Czerwonych Wierchów i trudno jest je od siebie oddzielić. Można tylko powiedzieć, że trias środkowy serii Rzędów posiada znaczną miąższość, większą niż w serii Tomanowej i Czerwonych Wierchów.

Ladyn jest widoczny w górnej części Szerokiego Upłazu w Rzędach pod II malmem, gdzie należy on do antykliny II/III. Są to dobrze ławicone, szaro-żółtawe dolomity o miąższości przeszło 20 m. Ku dołowi (seria odwrócona) łączą się one sedymentacyjnie z górnym triasem.

Trias górny

W dolnej części Szerokiego Upłazu odsłaniają się utwory górnego triasu. We wschodniej części upłazu, w pobliżu Czerwonych Żlebków są to utwory węglanowe — żółte i niebieskawe łupki dolomityczne, różowawe wapienie dolomityczne, ceglasto-czerwone płytkowate dolomity oraz czarne i różowe wapienie krystaliczne z nie oznaczoną dotychczas fauną (Kotański 1959 b, c). Miąższość tych wszystkich warstw, które reprezentują zapewne karnik i noryk (niecały) wynosi przeszło 30 m.

W zachodniej części Szerokiego Upłazu, nad Tomaniarskim Twardym Upłazem, trias górny jest wyraźnie dwudzielny. Z dobrze ławiconymi dolomitami ladynu wiążą się tam łupki dolomityczne i płytkowate dolomity, nad którymi (pod — w odwróconym położeniu) leżą łupki zielone i czerwone piaskowce i zlepieńce kwarcowe, łupki szaro-zielone i żółte oraz ciemnoszare żółto wietrzejące dolomity płytkowate. Warstwy klastyczne można umownie zaliczyć do karniku, a dolomitowe — do noryku. Idąc wzdłuż Szerokiego Upłazu można zauważyć, że klastyczne

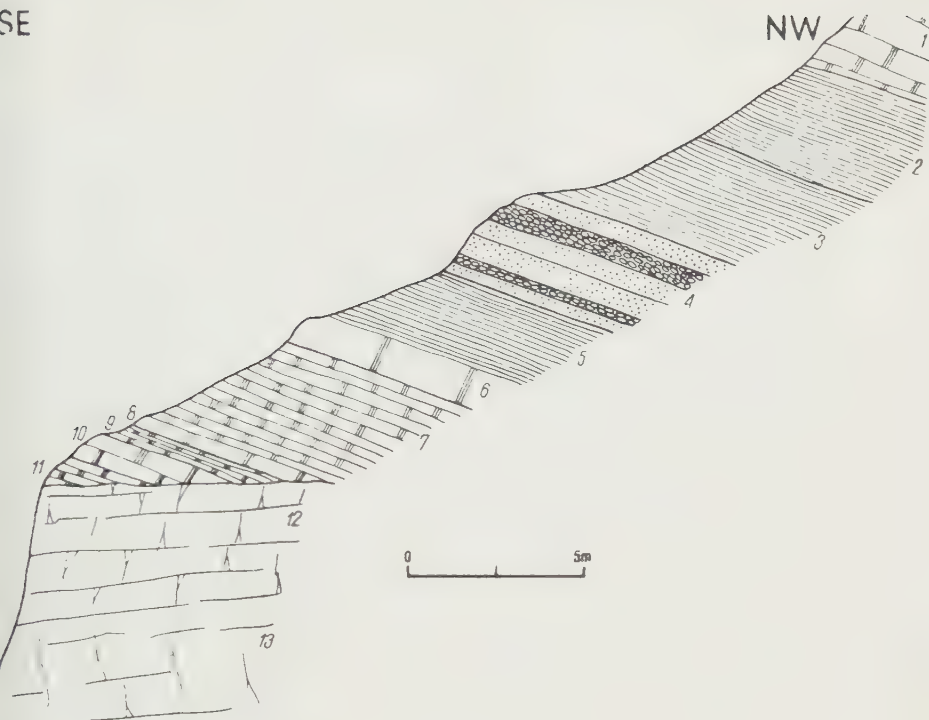


Fig. 1

ontakt triasu z jurą w pd.-zachodniej części Szerokiego Upłazu w Rzędach pod Ciemniakiem

adyn: *1* gruboławicowe ciemnoszare dolomity żółtawo wietrzejące. Górny trias: łupki zielone, *3* łupki czerwone, *4* piaskowce, zlepieńce i kwarcyty, *5* łupki szaro-ielone i żółte, dolomityczne, *6* gruba ławica żółto wietrzejącego dolomitu, *7* ciemno-are płytkowate dolomity żółto wietrzejące, *8* ławica szarego żółto wietrzejącego lomitu, *9* żółte dolomity łupkowate i łupki dolomityczne, *10* gruboławicowe szare lomity żółto wietrzejące, *11* cienkoławicowe dolomity żółto wietrzejące. Bajos: gruboławicowe szare wapienie krynoidowe. Oksford: *13* różowe wapienie masywne

e contact du Trias avec le Jurassique dans la partie sud-ouest de Szeroki Upłaz à Rzędy près Ciemniak

adinien: *1* dolomies gris foncé à bancs massifs avec patine jaunâtre. Trias supé-eur: *2* schistes verts, *3* schistes rouges, *4* grés, conglomérats et quartzites, *5* schistes is-vert et jaunes, dolomitiques, *6* banc massif de dolomie avec patine jaune, dolomies gris foncé à plaquettes avec patine jaune, *8* banc de dolomie grise avec tine jaune, *9* dolomies schisteuses jaunes et schistes dolomitiques, *10* dolomies ises à bancs massifs avec patine jaune, *11* dolomies à petits bancs avec patine une, *11* dolomies à petits bancs avec patine jaune. Bajocien: *12* calcaires gris à Crinoïdes en bancs massifs. Oxfordien. *13* calcaires massifs roses

warstwy w kierunku pd.-wschodnim się wyklinowują, a w ich przedłużeniu znajdują się wzmiankowane uprzednio ceglaste dolomity. Zmienność facjalna na odcinku niecałych 400 m jest zatem bardzo duża.

Lias górny

W pd.-wschodniej części Szerokiego Upłazu na ceglastych dolomitach górnotriasowych leżą zlepieńce liasowe o miąższości około 2 m. Są to zlepieńce wapniste z licznymi ziarnami kwarcu oraz z otoczakami żółto wietrzejących dolomitów, ceglastych dolomitów ze spągu zlepieńców, oraz różnego rodzaju wapieni i dolomitów triasowych. Wyżej leżą piaskowce kwarcowo-dolomitowe, wapienie piaszczyste i zlepieńce śródwarstwowe o łącznej miąższości około 4 m. Ku górze przechodzą w piaszczyste wapienie krynoidowe bajosu, z czego można sądzić, że opisane osady reprezentują tylko najwyższy lias. Między górnym triasem a górnym liasem istnieje kilkustopniowa niezgodność kątowa.

Górny lias zachowany jest tylko przy Czerwonych Żlebkach, gdzie łączy się z liasem okalającym synklinalny III malm. Natomiast dalej ku północnemu zachodowi na odległości około 50 m lias jest stopniowo ścinany przez transgredujący na nim bajos, aż wreszcie na dużej przestrzeni Szerokiego Upłazu bajos leży bezpośrednio na noryku (Kotański in Przewodnik XXXII Zjazdu PTG, 1959).

Dogger

Bajos reprezentuje warstwa wapienia krynoidowego o niezwykle miejscami 20 m miąższości. Wapień ten leży niezgodnie na dolomitac noryckich, co jest szczególnie dobrze widoczne w pd.-zachodniej częśc Szerokiego Upłazu, w głęboko wciętym żlebie (Kotański 1956b). Niezgodność ta dochodzi do 10°. W pd.-wschodniej części Szerokiego Upłaz częste są sille i dajki klastyczne wapieni krynoidowych bajosu w ciemnych krystalicznych wapieniach górnotriasowych. W spągu bajosu bardz liczne są redeponowane konkrecje hematytowe („warstwa syderolityczna Rabowskiego 1959) oraz otoczaki i okruchy żółtych dolomitów górnotriasowych, perforowane przez pierścienice *Potamilla reniformis*.

W pierwszej od Czerwonych Żlebków skałce bajosu w wapieniac krynoidowych została znaleziona bardzo bogata fauna małżowo-brachiopodowa (Horwitz & Rabowski 1922), eksploatowana następnie prze E. Passendorfera (1931). Jeszcze bogatsza fauna znajduje się w dalszyc skałkach, pod „warstwą syderolityczną".

Wapienie krynoidowe bajosu tworzą najwyższą część urwis III malmu.

Baton i kelowej nie tworzą tu ciągłych warstw. W kilku miejscac między wapieniami bajosu i oksfordu zachowały się czerwone wapieni drobnokrynoidowe o typie batonu giewonckiego. Pod tymi wapieniam

a na oksfordzie (stale w odwróconym położeniu) można znaleźć różowe bulaste wapienie, zupełnie podobne do wapieni z Doliny Chochołowskiej o typie marbres de Guillestre, które reprezentują zapewne kelowej.

Należy zaznaczyć, że wszystkie te piętra są na razie wydzielone w sposób umowny, tradycyjny, gdyż fauna z tych odkrywek nie jest jeszcze oznaczona.

Malm

Oksford reprezentują różowe wapienie o znacznej miąższości (przeszło 20 m), leżące przeważnie bezpośrednio pod bajosem. Wapienie te mają tu również charakter transgresywny i zaczynają się warstwą czerwonych piaszczystych wapieni zawierających liczne otoczaki żółtych dolomitów górnotriasowych oraz redeponowane konkrecje hematytowe. Znalazłem tu również duży otoczak różowawego liasowego piaskowca kwarcowego o rozmiarach 5 × 7 cm.

W wapieniach tych znajduje się dotychczas nie oznaczona, dobrze zachowana fauna brachiopodowa (terebratule i rynchonelle).

Wapienie należące do wyższych pięter malmu znajdują się w dolnej części stromej ściany III malmu.

Wyższych ogniw serii Rzędów brak; ich odpowiedników należałoby szukać w urgonie i albie pod Twardym Upłazem, nie jest jednak istotne, do której serii zaliczymy te najwyższe ogniwa mezozoiczne, w których zróżnicowanie facjalne jest minimalne.

Ogólna charakterystyka serii Rzędów

Seria Rzędów charakteryzuje się transgresją bajosu na górny trias, przeważnie węglanowy. Zajmuje ona wyraźną pozycję w tatrzańskim zbiorniku sedymentacyjnym między serią Tomanowej a serią Czerwonych Wierchów. Z serią Tomanowej łączy się ona za pośrednictwem liasu III synkliny, a związek z serią Czerwonych Wierchów znajdującą się już ponad Szerokim Upłazem, jest oczywisty, choć miejscami może on być przerwany dyslokacjami.

Szerokość strefy sedymentacyjnej serii Rzędów mierzona w przekroju Ciemniaka wynosiła około 500 m, lecz można przypuszczać, iż dalej ku wschodowi się rozszerzała.

Jak wynika z rekonstrukcji paleogeograficznej (tabl. X), seria Rzędów jest bezpośrednim przedłużeniem serii Spis-Michałowej, tak że w rozważaniach paleogeograficznych można mówić nawet o jednej serii Rzędów — Spis-Michałowej. Główne różnice między nimi polegają na obecności w południowej części serii Rzędów (na pograniczu z serią Czerwonych Wierchów) klastycznej facji górnego triasu, a jej braku w serii

Spis-Michałowej. Pewnego rodzaju kontynuacją ku zachodowi serii Rzędów jest seria Świerkul, z tym że dogger lub szczątkowo rozwinięty lias górny transgreduje tam na klastycznym, a nie węglanowym górnym triasie, który jednak zachował się w postaci otoczaków żółtych dolomitów w liasie.

SERIA CZERWONYCH WIERCHÓW

(tabl. IX, profil 5)

Nazwa serii pochodzi od masywu Czerwonych Wierchów i jest nadawana utworom, z których jest zbudowany fałd Czerwonych Wierchów. Właściwe znaczenie stratygraficzne i paleogeograficzne tej serii nadał F. Rabowski (1921, 1922) po stwierdzeniu, że w fałdzie Czerwonych Wierchów brak jest liasu, a dogger transgreduje tam bezpośrednio na środkowym triasie.

Opierając się na przyjętym w tej pracy kryterium wydzielania serii wierchowych, a mianowicie na charakterze stosunku jury do triasu, do serii Czerwonych Wierchów należy zaliczyć nie tylko utwory fałdu Czerwonych Wierchów, lecz również utwory skrętu i fałdu Stołów, gdzie profil stratygraficzny jest podobny.

Trias dolny

Utwory seisu nie są znane z fałdu Czerwonych Wierchów. Nie ma ich również w fałdzie Stołów. Pozostały one na trzonie krystalicznym, a o ich charakterze możemy mieć wyobrażenie, badając osady seisu w masywie Wielkiej Kopy Koprowej. W tym zakresie nadal najbardziej aktualne pozostają badania B. Świderskiego (1922), który opisał stamtąd kwarcyty i łupki, które zaliczamy obecnie do seisu.

Odkłucie fałdu Czerwonych Wierchów nastąpiło w poziomie plastycznych warstw kampilu; z tego powodu są to najstarsze warstwy wchodzące w skład tego fałdu.

Kampil dolny składa się z naprzemianległych łupków zielonych i szarych dolomitów, do których w górnej części dochodzą żółte margle dolomityczne. Utwory te znane są tylko spod Myślenickich Turni (Limanowski 1910b, Rabowski 1931, 1959, Kotański 1956a, 1959a). Strzęp żółtych marglistych dolomitów dolnego kampilu zachował się również u podstawy nasunięcia fałdu Czerwonych Wierchów na autochtoniczny alb w Dolinie Stawów Gąsienicowych przy szlaku na Liliowe (Kotański in Rabowski, s. 155, notka 10).

Dolny kampil fałdu Stołów znajduje się przy szlaku na Przełęcz Kondratową pod Zakosy (Rabowski 1955, 1959). Jest to najlepsza odkrywka tych warstw serii Czerwonych Wierchów po stronie polskiej.

Opierając się na opisach B. Świderskiego (1922) można przypuszczać, że utwory dolnego kampilu zachowały się również w strefie synklinalnej (depresji longitudynalnej) w masywie Wielkiej Kopy Koprowej.

Kampil górny w fałdzie Czerwonych Wierchów jest rozwinięty bardzo dobrze. Są to warstwy myophoriowe i dolomity nadmyophoriowe, które osiągają tu największą znaną miąższość w serii wierchowej, przekraczając 135 m.

Najdalej ku zachodowi są one widoczne w Organach w północnej dygitacji fałdu Czerwonych Wierchów, w żlebie, którym przebiega dyslokacja Organów, oddzielająca dygitację Organów od bloku Ździarów (Kotański 1959a). Zachowały się tam tylko strzępy dolomitów nadmyophoriowych poniżej anizyjskiej brekcji podstawowej. Podobne strzępy mogą się znaleźć również i po drugiej stronie Doliny Kościeliskiej, pod Stołami.

Warstwy myophoriowe są dobrze widoczne w żlebie pod Chudą Turnią (Kotański 1959a) oraz wzdłuż nasunięcia krystalinika Twardego Upłazu, gdzie są nasunięte i przefałdowane z porwakami urgonu fałdu Stołów („brzusznego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów"), (Kotański 1959d). Prócz łupków czarnych są tam również liczne łupki czerwone i zielone, co stanowi cechę charakterystyczną warstw myophoriowych serii Czerwonych Wierchów.

Wielką miąższość osiągają utwory górnego kampilu w Kotle Mułowym, gdzie powtarzają się one dwukrotnie — w fałszywej synklinie Koziego Grzybka oraz w głównej masie fałdu Czerwonych Wierchów nad Wielką Świstówką (Kotański 1959a). Kampil z obu tych jednostek przechodzi następnie do Kotła Litworowego, zanurza się pod czapkę krystaliczną Małołączniaka, by następnie wyłonić się w Wyżniej Świstówce. Tutaj utwory kampilu osiągają największą miąższość. W tym tzw. „triasie brekcjowatym" F. Rabowski (1959) znajdował w czarnych łupkach zwęglone szczątki roślin. Warstwy myophoriowe i dolomity nadmyophoriowe są tam intensywnie sfałdowane.

Ku wschodowi zanurzają się one pod czapkę krystaliczną Kopy Kondrackiej, a następnie wynurzają się na jej wschodnim zboczu nad Doliną Kondratową. Warstwy myophoriowe widoczne są również w urwiskach Piekła, gdzie nasuwają się na malm. F. Rabowski (1931, 1959) znalazł tam otoczaki skał krystalicznych. Początkowo (1956a) sądziłem, że są to zlepieńce tektoniczne u podstawy nasunięcia, obecnie jednak uważam, że są to otoczaki i bloki skał krystalicznych osadzone w osadach kampilu, być może za pośrednictwem dryfujących drzew, lub „wysp pływających".

Warstwy myophoriowe, należące być może do fałdu Czerwonych Wierchów, odsłaniają się w drodze na Halę Kondratową, gdzie wchodzą w skład elementu Ogarle-Opalone.

Dolomity nadmyophoriowe odsłaniają się nad wapiennikiem na Hali Gąsienicowej.

Utwory kampilu występują również w fałdzie Stołów na zboczach doliny Rozpadliny pod Kopą Kondracką oraz nad dolnym kampilem na wschodnim zboczu Kopy Kondrackiej na NW od Przełęczy Kondratowej pod Zakosy.

Z opisu B. Świderskiego (1922) można sądzić, że najmłodsze warstwy triasowe w synklinie pod Wielką Kopą Koprową mogą być warstwami myophoriowymi górnego kampilu.

Trias środkowy

Trias środkowy w serii Czerwonych Wierchów charakteryzuje się stosunkowo dużą miąższością, dochodzącą do 400 m, tworząc bardzo charakterystyczne rysy morfologiczne krajobrazu tatrzańskiego.

Anizyk zaczyna się brekcją podstawową, składającą się z okruchów i otoczaków skał kampilu. Osiąga tu ona znaczną miąższość (przeszło 2 m) i jest widoczna w wielu punktach (żleb dzielący Organy od Ździarów, żleb pod Chudą Turnią, wiele miejsc w kotłach Mułowym i Litworowym, Wyżnia Świstówka, wschodnie zbocza Kopy Kondrackiej oraz zbocze nad wapiennikiem na Hali Gąsienicowej). W fałdzie Stołów jest ona znana z południowych i wschodnich zboczy Kopy Kondrackiej.

Wyżej znajduje się gruby zespół szarych cukrowatych dolomitów i wapieni, szczególnie dobrze widocznych w Stołach, Organach, Ździarach, w dolnej części kotłów Mułowego i Litworowego, na Kozim Grzybku, w Wyżniej Świstówce oraz w Kopie Kondrackiej. Odsłaniają się one również nad wapiennikiem na Hali Gąsienicowej. W wapieniach cukrowatych w Organach nad Doliną Kościeliską F. Rabowski (1931b) znalazł faunę małżową (*Gervilia mytiloides, Modiola triquetra, Pecten discites*). Dolomity i wapienie cukrowate z dolnego anizyku grają dużą rolę w fałdzie Stołów, gdyż są to w wielu miejscach najstarsze warstwy tego fałdu, znajdujące się w odwróconym położeniu np. grzbiecie Stołów pod Ciemniakiem, a tworzące niegdyś (w preglacjale) szczyty Ciemniaka i Krzesanicy (Kotański 1958a). Dolomity i wapienie cukrowate należące do tego samego elementu tektonicznego znajdują się również w południowych i wschodnich zboczach Kopy Kondrackiej.

Główną część anizyku tworzą naprzemianległe wapienie robaczkowe i żółto wietrzejące, płytowe dolomity. Można w nich znaleźć przewarstwienia wapieni krynoidowych z *Dadocrinus* oraz drobną faunę małżowo-ślimakową. Warstwy te mają miąższość przeszło 200 m i stanowią trzon utworów środkowego triasu we wszystkich elementach fałdu Czerwonych Wierchów i parautochtonicznego fałdu Stołów. Tworzą one urwiska Stołów w Dolinie Kościeliskiej, rzędy w Organach i Ździarach, urwiska Wielkiej

Małej Świstówki, ściany Krzesanicy, oraz dużą część ścian kotłów Mu-
owego, Litworowego i Wyżniej Świstówki. Warstwy te znane są ponadto
Kopy Kondrackiej, z elementu Ogarle-Opalone oraz z Doliny Stawów
ąsienicowych, spod Beskidu i ze zboczy Doliny Cichej. Przeważnie war-
twy te dochodzą aż do powierzchni transgresji doggeru.

W dolnej części anizyjskich wapieni robaczkowych częste są prze-
arstwienia czerwonych łupków. Najgrubsze warstwy tworzą łupki
urwiskach pod Krzesanicą (Rabowski 1933), gdzie znajduje się w nich
omieszka detrytycznego kwarcu.

Ladyn reprezentuje najwyższa część utworów środkowego triasu
ozwinięta w postaci wapieni i dolomitów. Warstwy takie zachowały się
yć może miejscami pod doggerem w fałdzie Czerwonych Wierchów (Ko-
ański 1959a), i znajdują się w skręcie Stołów nad Czerwonymi Żlebkami.

ogger

Bajos reprezentowany jest przez wapienie krynoidowe o średniej
iąższości około 4 m, zawierające miejscami faunę małżowo-brachiopo-
ową. W parautochtonicznym fałdzie Stołów wapienie te występują pod
iemniakiem, w I synklinie w dolince Świstówka na S od Ciemniaka,
Rozpadłej Grani oraz pod Małołącznikiem, Kopą Kondracką i w Ja-
orze. Dobre odkrywki bajosu znajdują się również w Kotle Mułowym
na wschodnim zboczu Kopy Kondrackiej.

W fałdzie Czerwonych Wierchów bajos jest widoczny w Bramie
raszewskiego, na obu zboczach Doliny Kościeliskiej oraz wyżej — w Sto-
ch i pod Zbójnickimi Turniami. Dalej ku wschodowi odsłania się on
Małej i Wielkiej Świstówce, w turniach Kobylarza oraz w węźle tekto-
cznym opisanym przez F. Rabowskiego (1959) w południowej ścianie
iżnej Świstówki oraz w górnym progu. Wapienie krynoidowe bajosu
iele razy przewijają się w zawiłych strukturach fałdowych wschodniego
ocza Kopy Kondrackiej.

Wapienie krynoidowe bajosu wszędzie transgredują na dobrze wy-
wnanej powierzchni skał środkowotriasowych i zawierają miejscami
ruchy i otoczaki wapieni lub dolomitów. Trafiają się w nich również
rna detrytycznego kwarcu. W górnym progu Doliny Małej Łąki wapienie
ynoidowe bajosu przenikają do wapieni środkowego triasu, tworząc
nich żyły klastyczne (Rabowski 1959). Ich miąższość rzadko przekracza
3 m, gdyż przeważnie są one ścięte przez transgresję wyższych pięter
ggeru.

Baton składa się z czerwonych lub zielonkawych wapieni, zawie-
ących miejscami bogatą faunę amonitową. Szczególnie obfita fauna
ajduje się w Wielkiej Świstówce, gdzie została ona odkryta przez
Rabowskiego (1931), a następnie była eksploatowana i opisywana przez

E. Passendorfera (1936, 1938). Jest to — według niego — środkowy baton, poziom *Hecticoceras retrocostatum.* Prócz amonitów są tam również belemnity, brachiopody, małże i ślimaki.

Baton jest dobrze widoczny w Małej Świstówce, gdzie przeważnie transgreduje bezpośrednio na środkowym triasie. Zawiera on tam liczne konkrecje hematytowe, co świadczy o jego transgresywnym charakterze. Częste są w nim również okruchy żółtych dolomitów triasowych; F. Rabowski (1959) znalazł w Małej Świstówce otoczak czerwonego porfiru, a E. Passendorfer (in Regionalna Geologia Polski 1951) w Wielkiej Świstówce — otoczaki skał krystalicznych. Miąższość batonu w Wielkiej Świstówce, gdzie transgreduje on na środkowym triasie, nie przekracza 20 cm. W innych miejscach (ściany Wielkiej Świstówki, Kocioł Mułowy (w fałdzie Stołów), Dolina Małej Łąki, zbocza Kopy Kondrackiej baton leży na bajosie, lecz zdarza się również, że brak jest go zupełnie (np. Brama Kraszewskiego), gdyż został usunięty przez transgresję keloweju lub nawet oksfordu.

W parautochtonicznym fałdzie Stołów baton jest również dobrze rozwinięty (np. wschodnie zbocza Kopy Kondrackiej). W skręcie Stołów w Rozpadłej Grani są to miejscami gruboziarniste zlepieńce kwarcowo-dolomitowe.

Kelowej znany jest z niewielu punktów. Leży on nad batonem w Wielkiej Świstówce. Są to szaro-zielonkawe wapienie, nieco glaukonitowe, z przewarstwieniami szarych, również glaukonitowych łupków marglistych. Miąższość ich może przekraczać 10 m. Z wapieni tych znane są przekroje amonitów, belemnity oraz zęby ryb. Fauna ta nigdy nie była oznaczana.

Z górnej części Doliny Kondratowej F. Rabowski (1959) opisał wapienie keloweju z aptychami, transgredujące tam bezpośrednio na środkowym triasie. Kelowej znajduje się również ponad batonem na zboczach Kopy Kondrackiej. W innych miejscach występuje również, lecz miejsca te są albo trudno dostępne albo trudno jest odróżnić wapienie kelowej od batonu czy oksfordu.

Malm i neokom

Oksford jest piętrem bardzo stałym w całej serii Czerwonych Wierchów. Są to wapienie różowe ze śladami amonitów i brachiopodów, które jednak są trudne do wydobycia. Wapienie te mają również charakter transgresywny. W dolnej części Kotła Litworowego transgredują one na bajosie. W innych miejscach (Czarna Turnia, Organy, pewne części Wielkiej Świstówki), transgredują one wprost na środkowym triasie, ścinając osady doggeru. Miąższość oksfordu jest znaczna (kilkadziesiąt metrów), jest jednakże trudna do ustalenia z powodu braku wyraźnej granicy z kimerydem.

Kimeryd i tyton reprezentują szare zbite wapienie, w górnej części z kalpionellami (mikrofacja lombardiowo-globochetowo-pseudooolitowa).

W podobnej facji wykształcony jest również *neokom.*

Miąższość malmu i neokomu serii Czerwonych Wierchów nie przekracza 120 m.

Wapienie malmu i neokomu tworzą największe urwiska w masywie Czerwonych Wierchów, takie jak Czarna Turnia i Zapały nad Doliną Kościeliską, ściany Wielkiej Świstówki, gdzie wapienie te przefałdowują sę w skomplikowany sposób ze środkowym triasem, tworząc pasma synklinalne (Rabowski 1959), dolna część ścian Krzesanicy w Kotle Mułowym, Kobylarz, Ratusz i Wielka Turnia, zbocza Kopy Kondrackiej (np. Piekło) oraz wiele innych miejsc.

Urgon

Do urgonu należą białe, organodetrytyczne wapienie o szorstkiej powierzchni (Passendorfer 1921, 1922). Miąższość ich dochodzi do 50 m. Zawierają one liczne orbitoliny, rekwienie oraz solenopory.

Wapienie urgonu należące do fałdu Czerwonych Wierchów odsłaniają się nad Halą pod Upłazem, pod Gładkiem Upłaziańskiem, w Małej Świstówce, w Kazalnicy pod Kobylarzem, w Wielkiej Turni i w Dolinie Małej Łąki, gdzie tworzą skręt synklinalny (turnie Babki-Dziadki, Siadła Turnia i skałki na zboczach Małego Giewontu). W wapieniach urgonu pod Siadłą Turnią E. Passendorfer (1930) znalazł warstwę obfitującą w terebratule.

Urgon należący do fałdu Stołów znajduje się nad dolinką Kamienne, w Kotle Mułowym (ostroga na Kozim Grzybku oraz dolna część zboczy Krzesanicy), Litworowym oraz pod czapkami krystalicznymi Małołączniaka i Kopy Kondrackiej.

Najbogatsze w skamieniałości wapienie urgonu znajdują się w zboczach Kazalnicy pod Kobylarzem oraz w skałkach w Wantulach, w pobliżu żlebu Wodniściak. Zbiory pochodzące z tych punków, w skład których wchodzą m.in. dobrze zachowane orbitoliny, małże, solenopory oraz belemnity, przekazałem do opracowania mgr J. Lefeldowi.

Alb

Alb serii Czerwonych Wierchów zawiera bardzo bogatą faunę, opisaną przez E. Passendorfera (1930). Znajduje się ona głównie w wapieniach glaukonitowych, transgredujących na urgonie. E. Passendorfer (op. cit.) znalazł tu otoczaki granitu, kwarcu i czerwonych rogowców. Według F. Rabowskiego (1959) wapienie te zawierają również konkrecje fosforytowe. Fauna składa się z amonitów, belemnitów, małżów (inoceramy), ślimaków i jeżowców. Amonity datują początek transgresji albu w fałdzie Czerwonych Wierchów na poziom *Mortoniceras varicosum.*

Leżące wyżej zielone łupki należą do poziomu *Mortoniceras inflatum* (Passendorfer 1930).

Nad wapieniami glaukonitowymi i zielonymi łupkami leżą margle, należące do poziomu *Stoliczkaia dispar*. Prócz amonitów E. Passendorfer opisał z nich belemnity, brachiopody i jeżowce.

Z albu należącego do fałdu Stołów w Kotle Mułowym E. Passendorfer wymienia formę *Phylloceras velledae*.

Alb fałdu Czerwonych Wierchów znajduje się pod Gładkiem Upłaziańskiem od strony Sikawki i Małej Świstówki oraz w podrzędnej synklinie w Małej Świstówce (Rabowski 1959). Występuje on również w Dolinie Miętusiej na W od Wantul i na południe od Turni Rabowskiego, pod Skoruśniakiem, w Kamiennem, w żlebie Zagon, oraz w Dolinie Małej Łąki, gdzie tworzy skręt synklinalny Małej Łąki. Alb należący do fałdu Stołów widoczny jest w kotłach Mułowym i Litworowym oraz w drobnych oknach tektonicznych pod Małołączniakiem i Kopą Kondracką w Wyżniej Świstówce.

Miąższość albu serii Czerwonych Wierchów nie przekracza zapewne 120 m, co jest jednak trudne do stwierdzenia z powodu silnych sfałdowań. Pod Siadłą Turnią w marglach pojawiają się wkładki piaskowców typu fliszowego (Passendorfer 1930), które nie należą jednak jeszcze do cenomanu, lecz do najwyższego albu (wrakon — Passendorfer 1961).

Ogólna charakterystyka serii Czerwonych Wierchów i jej pozycja paleogeograficzna

Seria Czerwonych Wierchów charakteryzuje się transgresją doggeru na anizyk, a miejscami być może na ladyn. Tego rodzaju kontakt jury z triasem znajduje się zarówno w fałdzie Czerwonych Wierchów, jak i w parautochtonicznym fałdzie Stołów.

Seria Czerwonych Wierchów od północy graniczyła z serią Rzędów. Wydaje się, że granica ta jest dość ostra, co jest spowodowane obecnością dyslokacji przeddoggerskiej (być może starokimeryjskiej), wzdłuż której obszar północny się zapadł, a południowy został wyniesiony.

Szerokość strefy sedymentacyjnej, mierzona w parautochtonicznym fałdzie Stołów, wynosi około 3 km (przekrój Kopy Kondrackiej i Jawora). Strefa ta sięgała zatem poza Wielką Kopę Koprową, aż po Krzyżne Liptowskie (tabl. X).

Wobec braku bezpośredniego związku fałdu Czerwonych Wierchów z autochtonem czy parautochtonem, obszar sedymentacji osadów może być ustalony tylko w przybliżeniu. Analogie facjalne osadów fałdu Stołów i fałdu Czerwonych Wierchów są zbyt duże, by obszary ich sedy-

mentacji mogły być od siebie znacznie oddalone. Z tego powodu strefa sedymentacji osadów fałdu Czerwonych Wierchów została umieszczona bezpośrednio na południe i południowy zachód od rozwiniętego parautochtonicznego fałdu Stołów. Ojczyzna fałdu Czerwonych Wierchów znajdowała się na obszarze między Doliną Jamnicką na zachodzie, a Koprową na wschodzie, wykraczając na południe poza granicę dzisiejszych Tatr. Odległości takie wynikają z pomierzenia najbardziej odległych od siebie części fałdu Czerwonych Wierchów. Odległość ta została nieco powiększona, by uwzględnić skrócenie odległości w wyniku dostosowania się fałdu do transwersalnych undulacji podłoża. W wyniku otrzymałem odległość 13,5 km. Zasięg serii Czerwonych Wierchów mógł być oczywiście większy, szczególnie w kierunku zachodnim i południowym, nie mamy jednak o tym żadnych bezpośrednich danych.

Łączna szerokość strefy sedymentacyjnej serii Czerwonych Wierchów (fałd Stołów — odfałdowany fałd Czerwonych Wierchów) wynosiła około 9 km (por. tab. 1 i tabl. X), lecz mogła się ciągnąć jeszcze dalej ku południowi na obszarze dzisiejszego Liptowa.

Jak wynika z rekonstrukcji paleogeografii (tabl. X), bezpośrednio na S i SE od strefy sedymentacji fałdu Czerwonych Wierchów rozciągała się strefa sedymentacji fałdu Giewontu. Istotnie, różnice facjalne między obiema seriami są minimalne, nie upoważniające w zasadzie do ich odróżniania. Odróżnianie obu tych serii jest jednak celowe ze względów tektonicznych i paleogeograficznych.

SERIA GIEWONTU

(tabl. IX, profil 6)

Nazwa serii pochodzi od masywu Giewontu i jest nadawana utworom, z których jest zbudowany fałd Giewontu. Termin ten w tym znaczeniu zaczął stosować F. Rabowski (1925), po stwierdzeniu, że w fałdzie Giewontu brak jest liasu, a dogger transgreduje tam bezpośrednio na środkowym triasie.

Trias dolny

Seis dolny składa się z piaskowców kwarcytycznych i zlepieńców. Utwory te mają tu niewielką miąższość, nie przekraczającą 85 m. Najlepiej odsłonięte i poznane skałki znajdują się pod Giewontem, na N od Przełęczy Kondrackiej (Turnau-Morawska 1955, Roniewicz 1959). Kierunki sedymentacji mierzył tu także S. Dżułyński i R. Gradziński (1960), którzy zaliczyli jednak to odsłonięcie przez omyłkę (podobnie jak i seis na Uhrociu Kasprowym) do serii autochtonicznej (op. cit., fig. 1). Utwory dolnego seisu ciągną się stąd długim pasem na południowych zboczach

Giewontu (Rabowski 1959, tabl. XL, Kotański 1959a, tabl. XV). E. Passendorfer (1950) i P. Roniewicz (1959) opisali stąd hieroglify organiczne. Dalej na wschód dolny seis występuje dopiero w dolince Stare Szałasiska, na Uhrociu Kasprowym i w dnie Doliny Suchej Wody (Kotański 1959a).

Piaskowce dolnego seisu występują ponadto w łuskach Sobkowego Stawu i Jaworowego Grzbietu, dzieląc je od krystaliniku Goryczkowej.

Odosobnione czapki tektoniczne piaskowców seisu znajdują się w szczytowej części Czerwonych Wierchów (Kobylarz, Krzesanica i grań Ciemniak-Stoły).

Strzępy piaskowców kwarcytycznych seisu znajdują się również na krystaliniku Twardego Upłazu, pod triasem Chudej Turni (Rabowski 1954a, 1955, 1959).

Seis górny składa się z naprzemianległych piaskowców i łupków brązowych, o miąższości 35 m. W górnej części łupki stają się dolomityczne i zawierają przewarstwienia warstewkowanych dolomitów drobnokrystalicznych. Z warstw tych zbudowana jest przełęcz pod Giewontem. Ciągną się one dalej ku wschodowi na południowym zboczu Giewontu, gdzie tworzą pas upłazów (Kotański 1959a, tabl. XV). Dalej ku wschodowi występują one w dolince Stare Szałasiska oraz na przełęczy Mechy.

Tworzą one również najwyższą część pokrywy osadowej w łusce Jaworowego Grzbietu.

Kampil w serii Giewontu nie wykazuje dwudzielności, tak charakterystycznej dla innych serii wierchowych. Bezpośrednio na łupkach seisu leżą tu mianowicie przeważnie warstwy myophoriowe; natomiast łupki zielone, szare dolomity i margle żółte są tu bardzo rzadkie. Znane mi są tylko z trzech punktów — z południowego zbocza Giewontu między profilami na Czoło I i przez Wrótka, z okolicy przełęczy Mechy i z Doliny Suchej Wody (Kotański 1959a). Warstwy myophoriowe mają zatem w serii Giewontu znacznie większy zasięg wiekowy i osadzały się w ciągu całego kampilu.

Warstwy myophoriowe składają się tutaj z naprzemianległych czarnych bitumicznych wapieni i łupków, z licznych brekcji śródwarstwowych oraz z żółto wietrzejących dolomitów płytowych z *Myophoria costata* znalezioną w profilu Wrótek. Miąższość tych warstw jest największa we wschodniej części południowych zboczy Giewontu oraz w Kalackiej Turni (przeszło 120 m), skąd maleje stopniowo ku zachodowi (do 35 m). Warstwy myophoriowe grają ważną rolę w profilu Kopy Magury oraz znane są z Myślenickich Turni i z Doliny Suchej Wody.

Warstwy myophoriowe były podczas nasuwania się fałdu Giewontu warstwą plastyczną i z tego powodu przenikały niejednokrotnie w mniej podatne na fałdowania sztywne wapienie urgonu lub środkowego triasu. Przykłady takich struktur można obserwować nad malmem i urgonem

w turniach Babki-Dziadki, w Siadłej Turni oraz w dolnej części zachodniego zbocza Małego Giewontu nad Doliną Małej Łąki (Rabowski 1959).

Trias środkowy

W serii Giewontu istnieje tylko anizyk, być może nawet tylko dolny (Lefeld 1956, 1957, Kotański 1956a, d).

Anizyk zaczyna się brekcją podstawową, złożoną z elementów kampilu (Kotański 1955a). Miąższość jej dochodzi do 2 m. Można ją znaleźć we wszystkich profilach na Giewoncie, Małym Giewoncie, na Mechach i w Dolinie Suchej Wody (Kotański 1959a).

We wszystkich tych profilach anizyjska brekcja podstawowa leży na warstwach myophoriowych kampilu. Jedynie w Chudej Turni znajduje się zlepieniec złożony m.in. z piaskowców seisu (Kotański 1956c), leżący na piaskowcach dolnego seisu lub nawet bezpośrednio na jądrze krystalicznym fałdu Giewontu czapki Twardego Upłazu. Brekcja podstawowa nie ma charakteru klifowego jak to myślałem dawniej (Kotański 1955a), lecz był to osad klastyczny rozwlekany przez prądy morskie z miejsc, gdzie miała miejsce abrazja seisu. Jednym z takich miejsc mógł być właśnie rejon Chudej Turni, a drugim — strefa serii Osobitej, gdzie anizyk zaczyna się zlepieńcem z Suchej Doliny (Kotański 1959f).

Obszar alimentacyjny Chudej Turni znajdował się na pd.-zachodnim krańcu znanego zasięgu fałdu Giewontu, na Liptowie na południe od Podbańskiej i Trzech Studni (tabl. X).

Nad brekcją podstawową leżą szare cukrowate dolomity i wapienie o miąższości około 20 m. Znajduje się w nich nieoznaczona jeszcze fauna małżowo-ślimakowa (*Gervilia*, *Lima*), znana przede wszystkim z profilów przez grzędy pod szczytem Giewontu i przez Wrótka (Kotański 1956d, 1959a). Warstwy te tworzą bardzo stały poziom i można je prześledzić we wszystkich profilach Giewontu i na Kopie Magury.

Główną część anizyku stanowią naprzemianległe wapienie robaczkowe i żółto wietrzejące płytowe dolomity. Przewarstwienia te są bardzo nieregularne, co zostało dokładnie prześledzone na południowym zboczu Giewontu (Kotański 1959a, tabl. XVII). Wiek tych warstw został określony przez J. Lefelda (1958), który w górnej ich części w Zawracie Kasprowym znalazł liliowce z gatunku *Dadocrinus grundeyi*, które datują wiek tych warstw na anizyk, może nawet dolny (hydasp). Wapienie krynoidowe z *Dadocrinus* są również liczne na południowym zboczu Giewontu, gdzie są przeważnie uwarstwione frakcjonalnie. W wapieniach robaczkowych liczne są struktury spływowe (Kotański 1955a). Trafiają się w nich również wkładki z fauną ślimaków i małżów. Takie wkładki są dość częste w górnej części kompleksu robaczkowego w pobliżu powierzchni trans-

gresji doggeru (np. Wrótka), gdzie F. Rabowski (1959) znalazł faunę z *Pecten discites*, *Naticopsis* i *Encrinus* cf. *liliiformis*. Fauna ta po wojnie była eksploatowana przez prof. E. Passendorfera, który przekazał mi swe zbiory. W anizyku zdarzają się również wkładki czerwonawych łupków z detrytycznym kwarcem.

Między anizykiem a doggerem zaznacza się lekka niezgodność, widoczna dopiero po zestawieniu seryjnych profilów na południowym zboczu Giewontu (Kotański 1959a, tabl. XVII). Jest ona efektem ruchów przeddoggerskich — środkowo- i starokimeryjskich.

Miąższość anizyku w serii Giewontu nie przekracza 160 m.

Dogger

Bajos zaczyna transgresję doggeru. Są to wapienie krynoidowe, często z otoczakami wapieni lub dolomitów triasowych, o dość znacznej miąższości, dochodzącej miejscami do 6 m. Miejscami (Żleb Kirkora, Wrótka) w spągu bajosu znajduje się warstwa z grubymi łodygami liliowców, kolcami jeżowców i masowo nagromadzonymi belemnitami.

W Żlebie Kirkora znajduje się w nich dość bogata fauna małżowo-brachiopodowa (Horwitz & Rabowski 1922).

Pod szczytem Giewontu wapienie krynoidowe bajosu wnikają do wapieni robaczkowych licznymi dajkami i sillami klastycznymi, tworząc w nich często pseudowarstwy (Kotański 1959a). Żyły takie znane są również z fałdu Wrótek (Rabowski 1959, Kotański 1959a), gdzie stanowią jedyny ślad osadów bajosu, zniszczonych tu podczas transgresji batonu.

Wapienie krynoidowe widoczne są dobrze w Kalackiej Turni, w Myślenickich Turniach, w Zawracie Kasprowym i pod Kopą Magury.

Baton ma również charakter transgresywny. Są to czerwone drobnokrynoidowe wapienie, zawierające miejscami bogatą faunę amonitów, belemnitów, brachiopodów i małżów. Przeważnie leżą one na wapieniach krynoidowych bajosu, lecz często spoczywają bezpośrednio na anizyku, w którym tworzą nawet żyły osadowe (Zawrat Kasprowy — Lefeld 1957). Zawierają bardzo liczne okruchy dolomitów triasowych, a znalazłem w nich również wielki otoczak wapienia krynoidowego bajosu. J. Lefeld (op. cit.) w Zawracie Kasprowym znalazł bardzo silnie piaszczyste wapienie batońskie, z liczną (do 50%) domieszką ziaren detrytycznego kwarcu.

Miąższość batonu jest niewielka i rzadko dochodzi do 1 m.

Kelowej jest reprezentowany przez drobnokrystaliczne, różowe lub zielonkawe (glaukonitowe) wapienie z amonitami, aptychami, belemnitami, małżami, pojedynczymi koralami oraz brachiopodami (szczególnie liczne są glossothyrisy z intraplikacją — Kotański 1959a). Miąższość tych wapieni może przekraczać 2 m. Odkrywka z najbogatszą fauną znajduje się pod szczytem Giewontu. Wapienie keloweju tworzą jednak bardzo

ciągły poziom i można je prześledzić wzdłuż całego fałdu Giewontu od Małego Giewontu do Kopy Magury (Kotański op. cit.). Dawniej były one przeważnie zaliczane do oksfordu.

Wapienie keloweju leżą przeważnie na doggerze, miejscami jednak leżą wprost na bajosie, lub nawet bezpośrednio na anizyku (np. Zawrat Kasprowy). Czasami trafiają się w nich okruchy żółtych dolomitów triasowych.

Malm i neokom

Jest to gruby i na pozór jednolity zespół masywnych zbitych wapieni o szarej barwie, tworzących strome urwiska północnej ściany Giewontu, Myślenickich Turni, Zawratu Kasprowego i Czół Jaworzyńskich oraz Kopy Magury. Ich łączna miąższość dochodzi do 160 m.

Oksford reprezentują różowe drobnokrystaliczne wapienie z amonitami i glossothyrisami. Ich miąższość może dochodzić do 20 m. Tworzą one jednolity poziom wzdłuż całego fałdu Giewontu. Przeważnie leżą na doggerze, lecz miejscami (Zawrat Kasprowy — Lefeld 1957) spoczywają wprost na anizyku. Po szczytem Giewontu górną część oksfordu stanowią płytkowate, dobrze uławicone wapienie, należące być może do argowu.

Według J. Lefelda i A. Radwańskiego (1960), górny oksford na Małym Giewoncie jest wykształcony w mikrofacji globochetowo-pseudooolitowej, w której ważnym składnikiem są również cienkoskorupowe małże.

Kimeryd jest reprezentowany przez szare wapienie z fauną amonitów, aptychów i brachiopodów (Passendorfer 1928). Są to wapienie o facji lombardiowo-pseudooolitowej (Kotański & Radwański 1960, Lefeld & Radwański 1960).

Tyton został stwierdzony w profilu Małego Giewontu (Kotański & Radwański 1960), gdzie w wapieniach o facji pseudooolitowo-lombardiowej znajdują się również kalpionelle.

Neokom wykształcony jest również w mikrofacji pseudooolitowej, przy czym dość częste są tu jeszcze liliowce *Saccocoma*. Są to makroskopowo ciemnoszare wapienie spatyczne z licznymi kryształkami kalcytu pochodzenia jeżowcowego. Wapienie te mogą być zaliczone do hoterywu. Znalazłem w nich ośródki nieregularnych jeżowców z grupy Spatangidae oraz kolce jeżowców z rodzaju *Cidaris*.

Urgon

Wapienie urgońskie w najbardziej typowej postaci wykształcone są w serii Giewontu (Passendorfer 1921, 1922). Typowe punkty to żleb Wałęcha, Mała Dolinka i Wielka Równień. Prócz tego urgon występuje na

zboczach Małego Giewontu nad Małą Łąką, w Kalackiej Turni nad Kalatówkami, w Myślenickich Turniach oraz w Czubie Jaworzyńskiej i w zboczach Kopy Magury nad Żlebem pod Czerwieniec. Jego miąższość nieco przekracza 50 m.

Są to białe wapienie organodetrytyczne z orbitolinami (*Orbitolina* aff. *bulgarica*), małżami (w tym rekwienie, pekteny i limy) i brachiopodami (Passendorfer 1930). E. Passendorfer znajdował tu również algi wapienne (*Salpingoporella mühlbergi*) i korale rafowe (nieoznaczony okaz znajduje się w Muzeum Tatrzańskim).

Zbiór pochodzący z wapieni urgońskich ze żlebu Warzęcha i z Małej Dolinki, a składający się z orbitolin, rekwienii, korali (duży okaz rafy koralowej), a szczególnie z licznych solenopor z naszlifowaną powierzchnią, oddałem do opracowania mgr J. Lefeldowi.

Alb

Na skrasowiałej powierzchni wapieni urgońskich leżą wapienie glaukonitowe z bardzo liczymi amonitami, datującymi początek transgresji na poziom *Hoplites dentatus*. Klasyczne odkrywki tych wapieni znajdują się w Wielkiej Równi oraz w grzbiecie dzielącym Wielką Rówień od Małej Dolinki. Prócz amonitów w wapieniach glaukonitowych występują również małże, ślimaki, belemnity, jeżowce i szczątki skorupiaków. W wapieniach glaukonitowych znalazły się również pojedyncze otoczaki gnejsów biotytowych, kwarcu i skał krzemionkowych (Passendorfer 1930).

Wapienie glaukonitowe znane są również ze zboczy Małego Giewontu (nad Doliną Małej Łąki i w żlebie Warzęcha) oraz z Doliny Jaworzynki (Żleb pod Czerwieniec).

Nad wapieniami glaukonitowymi leżą margle piaszczyste, a wyżej margle ilaste, w których znajduje się niezbyt dobrze zachowana fauna amonitów, małżów, jeżowców i belemnitów. Według E. Passendorfera (1930) margle te należą do górnego albu, poziom *Stoliczkaia dispar*. Zatem również i w serii Giewontu, podobnie jak i w serii Czerwonych Wierchów nie ma wyższych warstw poza najwyższym albem (wrakonem — Passendorfer 1960). Jest to tym bardziej prawdopodobne, że w serii Giewontu margle mają niewielką miąższość (maksymalnie 80 m, a zazwyczaj znacznie mniej).

Margle albu serii Czerwonych Wierchów zaczynają się w Dolinie Małej Łąki pod nasunięciem reglowym, a następnie przez Bacug i żleb Warzęcha ciągną się do Małej Dolinki i Wielkiej Równi, wchodząc wysoko między Suchy Wierch a ścianę Giewontu. Pojawiają się następnie u podnóża Myślenickich Turni oraz wychodzą w kilku miejscach w Dolinie Jaworzynki u podnóża Czuby Jaworzyńskiej.

Ogólna charakterystyka serii Giewontu i jej pozycja paleogeograficzna

Seria Giewontu, podobnie jak i seria Czerwonych Wierchów, charakteryzuje się transgresją doggeru na środkowy trias, a właściwie bezpośrednio na anizyk (być może nawet dolny). Pewną różnicą w porównaniu z serią Czerwonych Wierchów jest większy zasięg stratygraficzny warstw myophoriowych, które obejmują tu cały kampil.

Jak wynika z rekonstrukcji paleogeograficznej, seria Giewontu nie znajdowała się na południe od serii Czerwonych Wierchów, lecz na południowy wschód od niej, na pn.-zachodnim stoku elewacji Koszystej, zwróconym w stronę depresji Goryczkowej — Jawora. Strefa sedymentacji tej serii znajdowała się na obszarze położonym na południe od Hrubego i Krywania, w rejonie dolin Ważeckiej, Furkotnej, Młynickiej i Mięguszowieckiej. Ku zachodowi sięgał ten obszar aż poza Trzy Studnie — do Podbańskiej, na wschodzie do Osterwy i Szczyrbskiego Jeziora, a na południe wychodził daleko na południe poza orograficzny brzeg Tatr (tabl. X). Takie umiejscowienie ojczyzny fałdu Giewontu wynika z pomiarów krańcowego zasięgu tego fałdu (po rozprostowaniu sfałdowań transwersalnych ok. 12 km) oraz z pomiaru szerokości strefy sedymentacyjnej tej serii, co wynosi przeszło 5 km.

Ojczyzna fałdu Giewontu musiałaby być umiejscowiona w całości poza Tatrami, gdyby opierać się na klasycznej teorii płaszczowinowej i przyjąć, że fałd Giewontu wiąże się z fałdem Czerwonych Wierchów za pośrednictwem skrętu korzeniowego. Ponieważ jednak nie ma tego połączenia, to zgodnie z teorią spływania grawitacyjnego można ojczyzny obu fałdów umieścić nie za sobą, lecz obok siebie, tym bardziej że kierunki wergencji obu fałdów nie są równoległe, lecz ukośne, a nawet (w Dolinie Małej Łąki) prawie prostopadłe.

Przy takim ustaleniu pozycji paleogeograficznej serii Giewontu, można w niej widzieć niemal bezpośrednie przedłużenie ku wschodowi serii Czerwonych Wierchów. Wynika z tego, że powinny istnieć największe analogie facjalne między najbardziej wschodnimi partiami fałdu Czerwonych Wierchów, a najbardziej zachodnimi częściami fałdu Giewontu. Pewne koneksje mogą też być odkryte między najbardziej wschodnimi partiami odfałdowanego parautochtonicznego fałdu Stołów, a północną częścią serii Giewontu, które zapewne miały ze sobą bezpośrednie połączenie. Analogiczne podobieństwa powinny istnieć również między wschodnimi częściami serii Giewontu, a serią Szerokiej Jaworzyńskiej, która znajdowała się bezpośrednio dalej na wschód. Należy również zwrócić uwagę na wybitny rozwój jąder krystalicznych w obu fałdach.

SERIA SZEROKIEJ JAWORZYŃSKIEJ
(tabl. IX, profil 7)

Ogólna charakterystyka i pozycja paleogeograficzna

Nazwa serii pochodzi od masywu Szerokiej Jaworzyńskiej i bywała odnoszona do osadów wchodzących w skład fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej. Zazwyczaj jednak nie wydzielano osobnego fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej i w efekcie osady dolnego fałdu wierchowego w masywie Szerokiej Jaworzyńskiej zaliczano do serii Czerwonych Wierchów.

Obecnie ujęcie takie byłoby grubym błędem, ponieważ — jak wynika z rekonstrukcji paleogeografii (tabl. X) — ojczyzna fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej leżała bezpośrednio na wschód od ojczyzny fałdu Giewontu, znajdowała się natomiast bardzo daleko od ojczyzny fałdu Czerwonych Wierchów.

Opierając się na przyjętej w tej pracy zasadzie, nie ma właściwie podstaw do wyróżniania osobnej serii Szerokiej Jaworzyńskiej, do której należałyby skały osadowe tego fałdu, bowiem znane są tylko dolnotriasowe ogniwa tej serii. Młodsze osady zostały zerodowane przed ich sfałdowaniem, lub uległy wytłoczeniu, w wyniku czego nie mamy tu danych o kontakcie jury z triasem.

Można przypuszczać, że seria Szerokiej Jaworzyńskiej, leżąca w tej samej, najbardziej południowej strefie sedymentacyjnej co i seria Czerwonych Wierchów i Giewontu, powinna się charakteryzować transgresją doggeru na środkowym triasie. Potwierdzeniem tego przypuszczenia jest stwierdzenie, iż w masywie Szerokiej Jaworzyńskiej na południe od serii Spis-Michałowej istnieje profil, w którym dogger transgreduje na środkowym triasie i do tego wprost na anizyku (por. opis serii Spis-Michałowej). Zrekonstruowany profil serii Szerokiej Jaworzyńskiej jest zestawiony na tablicy IX, profil 7.

Z faktu tego wynikają trzy bardzo ważne wnioski.

1° Seria Szerokiej Jaworzyńskiej zaczyna się od północy już od serii autochtonicznych (w tym przypadku od skrętu pod Zamkami skąd został opisany ten profil), co pozwala przypuszczać, iż ojczyzna fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej znajdowała się bezpośrednio na południe od rozwiniętych sfałdowań autochtonicznych. Podobne stosunki istnieją również w serii Czerwonych Wierchów, która zaczyna się już w parautochtonicznym fałdzie Stołów.

2° Seria Szerokiej Jaworzyńskiej jest bardziej zbliżona do serii Giewontu niż do serii Czerwonych Wierchów, gdyż dogger transgreduje tutaj bezpośrednio na anizyku, prawdopodobnie nie najwyższym, o nie-

wielkiej miąższości. Taki stosunek jury do triasu, typowy dla serii Giewontu, jest pośrednim dowodem, iż serię Giewontu należy umieścić między serią Czerwonych Wierchów a serią Szerokiej Jaworzyńskiej, nie zaś na południe od tych obu serii, jak to wynikało z założeń klasycznej teorii płaszczowinowej.

3° Zarówno fałd Szerokiej Jaworzyńskiej jak i fałd Giewontu charakteryzują się wybitnym rozwojem jąder krystalicznych. Jeśli obydwa te fałdy umieści się blisko siebie, po obu stronach elewacji Koszystej, to wówczas można przyjąć, iż obydwa fałdy powstały mniej więcej synchronicznie, już po spłynięciu fałdu Czerwonych Wierchów. Odkłucie tego fałdu nastąpiło w poziomie plastycznych warstw kampilu i odbyło się wcześniej. Natomiast generalne odkłucie się skał krystalicznych fałdu Giewontu i Szerokiej Jaworzyńskiej nastąpiło później, być może pod wpływem nacisków ze strony płaszczowin reglowych, które dotarły już wówczas do guza tatrzańskiego.

Jak to już zaznaczyłem przy opisie przekrojów tektonicznych przez masyw Szerokiej Jaworzyńskiej, pod fałdem Szerokiej Jaworzyńskiej znajdują się odseparowane od siebie odwrócone łuski krystaliniku i skał osadowych, zaliczane dawniej do brzusznego skrzydła tego fałdu. Z tego powodu należy wyznaczać osobno ojczyznę tych łusek, a osobno ojczyznę właściwego fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej.

Jak wynika z pomiarów zestawionych w tabeli 1, szerokość strefy sedymentacyjnej zajmowanej niegdyś przez elementy tektoniczne, znajdujące się dziś w odwróconym położeniu, wynosiła łącznie przeszło 4,5 km. Ponieważ granity ze szczytu Szerokiej Jaworzyńskiej wraz z podścielającym je seisem nasuwają się na łuskę kampilu, należy odległości pomierzone osobno dla każdej z tych jednostek zsumować. Ojczyznę tych jednostek wypada umieścić na obszarze najwyższej części dzisiejszych Tatr Wysokich — na obszarze górnej części Doliny Białej Wody (dolinki Ciężka, Kacza, Świstowa i Rówienki) od Rysów aż poza Jaworowe Szczyty, od Wysokiej na zachodzie do Pięciu Stawów Spiskich, Doliny Staroleśnej i Sławkowskiego Szczytu na wschodzie, na obszarze Gierlacha, Doliny Złomisk i Doliny Wielickiej, aż po górną część Doliny Batyżowieckiej na południu.

Ojczyzna fałdu Szerokiej Jaworzyńskiej *sensu stricto* (jądro krystaliczne z pokrywą seisu) rozciągała się jeszcze dalej na południe, na obszarze południowego brzegu Tatr od Szczyrbskiego Jeziora do Tatrzańskiej Polanki, i od dolnej części Doliny Batyżowieckiej aż poza Wyżnie Hagi.

Zaznaczam, że są to minimalne zasięgi tych jednostek z zachowaniem niewielkich odstępów między ich obszarami macierzystymi, oraz bez uwzględnienia efektów erozji, która usunęła ich ekstremalne części.

Część III

Rozwój tektoniczny i paleogeograficzny geosynkliny wierchowej w Tatrach

INTRAGEOANTYKLINA WIERCHOWA

Terminologia i definicje

Już V. Uhlig (1897) wydzielił w Tatrach dwie serie tego samego wieku, lecz różniące się od siebie facjalnie — bardziej głębokomorską serię subtatrzańską (reglową) i bardziej płytkowodną serię wysokotatrzańską (wierchową). F. Rabowski (1921, 1925) ustalił, że seria wierchowa cechuje się nie tylko bardziej płytkomorskimi facjami, lecz również obecnością wielkich luk stratygraficznych (miał on na myśli serie fałdowe). Już od czasu E. Hauga (1900) tego rodzaju serie nazywano geantyklinalnymi (por. Rabowski 1919); opierając się na wzorach alpejskich zaczęto strefę wierchową nazywać geantykliną, rozumiejąc pod tym terminem część geosynkliny charakteryzującą się lukami stratygraficznymi i okresami erozji oraz stosunkowo płytkowodnymi facjami (por. Passendorfer i Książkiewicz in Regionalna Geologia Polski 1951).

Termin „geantyklina" w znaczeniu części geosynkliny nie jest najszczęśliwszy, gdyż jego przeciwstawieniem byłby znów termin „geosynklina". Natomiast w znaczeniu J. D. Dana (1866), twórcy terminu „geosynklina", geantyklina była przeciwstawieniem geosynkliny w późniejszym znaczeniu cokołu kontynentalnego lub kratonu. Używanie terminu „geantyklina" bez żadnych omówień może zatem prowadzić do nieporozumień (Aubouen 1959). E. Haug (1900) w obrębie geosynkliny wyróżnił „geosynkliny wtórne" i „geantykliny wtórne", niestety przymiotniki te rychło zaginęły, lub — co gorsza — zmieniły swe znaczenie. W tej sytuacji najlepiej jest stosować za M. M. Tetiaevem (1934) i V. V. Belousovem (1948) terminy „intrageosynklina" i „intrageoantyklina" na oznaczenie części geosynkliny o różnych właściwościach tektonicznych. Intrageoantykliną nazywa strefę wierchową E. Passendorfer (in Przewodnik XXXII Zjazdu PTG 1959). Nie wydaje się natomiast słuszne używanie zamiast terminu „intrageosynklina" określenia „rów (sillon)", a zamiast „intrageoantyklina" — „zmarszczka (ride)", jak to czyni J. Aubouin (1958, 1959) lub F. Rabowski — ride géantyclinal (1919). Terminy te (rów i grzbiet) proponuję natomiast stosować jako nazwy jeszcze drobniejszych stref, które można wyróżnić w intrageoantyklinie lub w intrageosynklinie, tak jak to czyni M. Lemoine (sillons i crêtes lub hauts-fonds —

1953). Należy jednak podkreślić, że geologowie alpejscy stosują te terminy w dość swobodny sposób, używając zależnie od okoliczności określeń „geantyklina, grzbiet, wysokie dno", a nawet — „kordyliera" (Gignoux & Moret 1937, Lemoine 1953a, Debelmas 1957).

Zagadnienie faz rozwoju geosynkliny wierchowej w Tatrach

Warunki tektoniczne i paleogeograficzne w geosynklinie w ciągu jej trwania ulegają wyraźnym zmianom. Zmiany te przebiegają przy tym tak regularnie, że można mówić o fazach rozwoju geosynkliny. Ponieważ do czasu J. Halla (1859), J. D. Dana (1873) i E. Hauga (1900) jest wiadomo, że góry rodzą się z geosynklin, jest rzeczą naturalną, że wszyscy badacze wyróżniają w dziejach geosynkliny fazę gromadzenia się osadów oraz fazę ich fałdowania się i powstawania gór. Terminologia ujmująca te złożone zjawiska jest jednak daleka od jednolitości.

Z nowszych autorów V. V. Belousov (1954) dzieli cykl diastroficzny na fazę pogrążeń i fazę wyniesień, z którą wiążą się ruchy fałdowe i powstanie gór. Wyniesienia powstają przy tym, według niego, w miejscach, gdzie pierwotnie istniały intrageosynkliny, a dawne intrageoantykliny są następnie pogrążone, co prowadzić ma do inwersji ogólnych warunków tektonicznych i paleogeograficznych. Po inwersji nadal istnieją warunki geosynklinalne.

A. Caire (1957) w Atlasie Bibańskim wyróżnia trzy okresy — pretektogeniczny, tektogeniczny i orogeniczny. Okres tektogeniczny to w jego ujęciu okres, w którym powstają fale nabrzmień (geotumory), na których rozwijają się płaszczowiny. Ruchy te jednak nie prowadzą do powstania gór w ich dzisiejszej postaci, które tworzą się dopiero w okresie orogenicznym, podczas którego powstają również liczne osady posttektogeniczne. Podział taki odpowiada lepiej stosunkom, jakie obserwujemy w Karpatach Centralnych. Okres tektogeniczny to faza ruchów przedgozawskich (subhercyńskich), po którym podczas górnej kredy i paleogenu gromadzą się osady posttektogeniczne a zarazem synorogeniczne (górna kreda gozawska i flisz Podhala), następnie pofałdowane i wyniesione podczas okresu orogenicznego.

Okresy tektogeniczny i orogeniczny zostały omówione w Części I, częściowo również w Części II. Natomiast Część III jest poświęcona przedstawieniu pretektogenicznego okresu rozwoju geosynkliny wierchowej.

Pretektogeniczny okres rozwoju geosynkliny, zwany często w polskiej literaturze geologicznej okresem litogenezy cyklu diastroficznego,

dzielony jest przez różnych autorów na poszczególne fazy, przy czym zwykle zwraca się uwagę na fazę przegłębienia geosynkliny (Passendorfer 1952 a, b, Książkiewicz 1959) i na fazę powstawania fliszu. W tym przypadku byłby to flisz pretektoniczny i jednocześnie preorogeniczny. V. V. Belousov (1948) wyróżnia osobno stadium początkowe czyli okres założenia geosynkliny, z istniejącymi już w ogólnych zarysach intrageosynklinami i intrageoantyklinami. W późniejszej fazie elementy te się wyraźniej indywidualizują. Ujęcie takie niezbyt odpowiada stosunkom istniejącym w Karpatach Centralnych, gdzie w fazie zakładania geosynkliny trudno jeszcze dopatrzyć się późniejszego zróżnicowania na intrageosynkliny i intrageoantykliny.

J. Aubouin (1948, 1959) dzieli historię istnienia basenu geosynklinalnego na okres „próżni“ (période de „vacuité“), podczas którego nie odbywa się sedymentacja materiału terrygenicznego, z powodu braku odpowiedniego reliefu, lecz osadzają się wyłącznie osady pelagiczne, które nie nadążają z zapełnianiem pogrążającego się rowu geosynklinalnego, w związku z czym może nawet dojść do tworzenia się osadów batialnych (np radiolarytów). W następnej fazie zachodzi prędkie zapełnianie geosynkliny (période de „comblement“) przez osady przeważnie fliszowe w związku z ruchami odbywającymi się w sąsiedztwie. Podział Aubouina zastosowany przez niego do Hellenidów, odnosi się lepiej do stref intrageosynklinalnych, niż intrageoantyklinalnych, i mógłby być użyty przy opracowywaniu paleogeografii serii reglowej, a szczególnie Karpat Zewnętrznych, natomiast do rozważania dziejów intrageoantykliny, jaką jest strefa wierchowa, nie może mieć zastosowania, tym bardziej, że w Hellenidach brak jest danych o wykształceniu dolnego i środkowego triasu.

M. Lemoine (1953a), opierając się na stosunkach zaobserwowanyc w intrageoantyklinie briansońskiej, wyróżnił w okresie istnienia geosyn kliny jako basenu dwa okresy pogrążeń (périodes subsidentes), przedzielone okresem intrageoantyklinalnym.

Pierwszy okres pogrążeń obejmował, według niego, karbon, per oraz dolny i środkowy trias. Do okresu tego włączył Lemoine karbo pod wpływem idei Ellenbergera (1951) o „archaicznej geosynklinie brian sońskiej“. Jest to oczywiste nieporozumienie, bowiem karbon należy d poprzedniego cyklu diastroficznego i stanowi na równi z krystalinikie podłoże serii briansońskiej.

Okres intrageoantyklinalny jest najbardziej typowy dla serii brian sońskiej, gdyż wówczas powstały w niej liczne luki stratygraficzne. Obe muje on, według Lemoine'a, długi odcinek czasu — od górnego triasu d dolnego eocenu.

Drugi okres pogrążeń to, według Lemoine'a, okres tworzenia s fliszu (Flysch noire — górny eocen).

Mimo że podział M. Lemoine'a najlepiej odpowiada stosunkom jakie zostały stwierdzone w serii wierchowej, nie może on być zastosowany ściśle. Można tu wyróżnić co prawda dwa okresy pogrążeń przedzielone okresem intrageoantyklinalnym, podział taki nie wyczerpuje jednak wszystkich cech rozwoju tektoniki i paleogeografii serii wierchowej. Istnieje tu bowiem, podobnie jak w innych częściach geosynkliny alpejsko-karpackiej (Colom 1957), bardzo wyraźna faza pelagiczna, nie związana jednak z drugim okresem pogrążeń, lecz z trwającym nadal intrageoantyklinalnym okresem geosynkliny wierchowej. Po tej fazie nastąpiła faza batialna, która początkowo doprowadziła do powstania „próżni", lecz następnie przeobraziła się w fazę wypełniania basenu wierchowego przez osady fliszowe.

W rezultacie zatem w czasie istnienia wierchowego basenu geosynklinalnego można wyróżnić następujące fazy jego rozwoju:

1. założenie parageosynkliny karpackiej,
2. powstanie i indywidualizacja intrageoantykliny wierchowej,
3. pelagiczna faza intrageoantykliny wierchowej,
4. faza batialna i zapełnienie geosynkliny wierchowej przez osady fliszu pretektogenicznego.

ZAŁOŻENIE PARAGEOSYNKLINY KARPACKIEJ

Wzajemny stosunek hercyńskiego i alpejskiego cyklu diastroficznego

W Karpatach Centralnych istnieją osady geosynklinalne hercyńskiego cyklu diastroficznego (Andrusov 1959b, Fusan 1959), które zostały pofałdowane w górnym karbonie, w czasie orogenezy hercyńskiej. Hercyński wiek od dawna przypisuje się również intruzji granitu tatrzańskiego, a łupki metamorficzne zalicza się na ogół do okresu litogenezy hercyńskiego cyklu diastroficznego, lub do cyklów wcześniejszych (Kreutz 1930, Rabowski 1938, Passendorfer 1961). Dane geologiczne zostały ostatnio potwierdzone badaniami geochemicznymi, dotyczącymi wieku bezwzględnego intruzji granitu tatrzańskiego i łupków krystalicznych (Kantor 1959).

Wynika z tego, że geosynklina alpejska została założona na miejscu dawnej geosynkliny hercyńskiej. Przebieg i kierunek Hercynidów lub jeszcze starszych łańcuchów górskich był swego czasu przedmiotem zainteresowania licznych geologów (por. Teisseyre 1922, Kuźniar 1922, Limanowski 1922). Z zagadnieniem tym wiąże się również problem międzygórzy (Zwischengebirge), do którego wrócił ostatnio V. I. Slavin (1959). W Tatrach, według badań S. Kreutza (1930) i F. Rabowskiego (1938), struktury hercyńskie mają kierunki NW-SE. Studia nad trzonem krysta-

licznym, prowadzone ostatnio przez A. Michalika (1951 a, b) i A. Gorka (1959a), doprowadziły do ustalenia pewnego rodzaju następstwa różnych rodzajów skał krystalicznych, jednak daleko jest jeszcze od ustalenia jasnego obrazu sfałdowań hercyńskich trzonu krystalicznego. Wiadomo jest tylko z badań A. Michalika (op. cit.), że w Tatrach Wysokich można wyróżnić brzeżną część trzonu krystalicznego, a w Tatrach Zachodnich intruzja granitu ma kształt harpolitu (Gorek 1959a). Wiadomości o badaniach nad trzonem krystalicznym podsumował S. Sokołowski (1961).

Geosynklina alpejska została założona na dawnym gmachu hercyńskim w sposób zupełnie nowy. Kierunki hercyńskie nie mają wyraźnego wpływu ani na strefy sedymentacyjne intrageoantyklinalnej fazy rozwoju strefy wierchowej, ani na przedgozawskie ruchy elewacyjne i płaszczowinowe, ani na sawskie wypiętrzenia i zapadliska. Można zatem potwierdzić ogólnie notowane zjawisko niestosowania się struktur młodszego cyklu diastroficznego do starszych założeń tektonicznych (Belousov 1948). W takiej sytuacji odpada zagadnienie, które istnieje w strefie pennińskiej Alp Zachodnich, stosunku geosynkliny briansońskiej do „archaicznej geosynkliny briansońskiej“, która należała częściowo do hercyńskiego cyklu diastroficznego, oraz kwestia nakładania się lub nie stref intrageosynklinalnych lub intrageoantyklinalnych z obu cyklów diastroficznych (Jenny 1924, Ellenberger 1951, 1958). Zagadnienie to jest jednak aktualne w południowej części Karpat Centralnych, w Gemerydach.

DOLNA PARAGEOSYNKLINALNA FORMACJA TERRYGENICZNA

W dziejach wszystkich geosynklin można zauważyć, iż nie od razu zapanowują w niej warunki właściwe tej strefie tektonicznej, lecz początkowo tworzą się tam osady stanowiące właściwie zakończenie poprzedniego cyklu diastroficznego. Taki typ utworów obejmuje V. V. Belousov (1948) mianem dolnej „pstrej“ formacji terrygenicznej.

Do formacji tej w serii wierchowej należą permskie utwory werrukana oraz osady dolnoscytyjskie.

Permskie utwory werrukana

Należy tu zlepieniec koperszadzki oraz w ogóle warstwy koperszadzkie, będące charakterystycznym składnikiem wschodniej części serii Spis-Michałowej, która może być ewentualnie nazywana podserią koperszadzką (por. Część II). Warstwy te są typowymi osadami molasowymi — są to zlepieńce granitowe, gruboziarniste piaskowce arkozowe oraz ławy

ryolitowe (Passendorfer 1957, Turnau-Morawska 1957). Leżą one na niewyrównanej powierzchni trzonu krystalicznego w wyraźnych zagłębieniach. Występowanie warstw koperszadzkich jest obecnie bardzo ograniczone, lecz możliwe, iż zajmowały one większą powierzchnię (Passendorfer 1950, 1959b). W serii Liliowego i Koszystej zachowała się w niektórych miejscach permska powierzchnia wietrzenia pod osadami scytyku. Powierzchnia ta jest rozwinięta na brzeżnej strefie trzonu krystalicznego, natomiast warstwy koperszadzkie leżą wprost na szarym granicie, lecz składają się z otoczaków pochodzących ze strefy brzeżnej. Wynika z tego, że efekty erozji permskiej były bardzo znaczne, nie doprowadziły one jednak do całkowitego usunięcia strefy brzeżnej, ani osłony metamorficznej. Świadczy to z drugiej strony o nieregularnym przebiegu intruzji granitowej, lub o intensywnym charakterze sfałdowań hercyńskich.

Werrukano permskie w Tatrach zachowało się tylko szczątkowo, lecz w innych częściach Karpat Centralnych jest rozwinięte znacznie lepiej (Matějka & Andrusov 1930, Fusan 1959). W wielu miejscach między osadami werrukana a triasem zaznacza się wyraźna niezgodność (faza pfalcka), która istnieje również w Tatrach (Passendorfer 1957). Wulkanizm permski jest finalnym wulkanizmem hercyńskiego cyklu diastroficznego.

Egzogeosynklinalne utwory dolnego scytyku

W dolnym triasie obszar Karpat, a wraz z nim i strefa zajęta przez przyszłą serię wierchową, była rowem przedgórskim łańcucha hercyńskiego, który istniał wówczas również na wielkich obszarach Półwyspu Bałkańskiego (Belousov 1948), powodując tam powstawanie osadów triasu o typie „germańskim" (por. Petković i inni 1959, Vadász 1959, Vialov 1959). Były to zatem osady parageosynklinalne w sensie H. Stillego (1936), usytuowane na brzegu kratonu hercyńskiego. W tym samym znaczeniu M. Kay (1945, 1957) używa terminu egzogeosynklina lub geosynklina deltowa (deltageosyncline). Geosynklina ta ulegała dość znacznemu pogrążeniu, co przy jednoczesnym dopływie materiału klastycznego doprowadziło do powstania formacji terrygenicznej o stosunkowo znacznej miąższości (maksymalnie ok. 400 m, a średnio ok. 150 m). Miąższość ta jest nieco mniejsza niż w serii pennińskiej Alp Zachodnich, lecz jest z nią porównywalna.

Obraz, jaki można uzyskać z dotychczasowych opracowań seisu wierchowego (Turnau-Morawska 1947, 1955, Borzá 1958, Passendorfer 1950, 1959a, 1961, Kotański 1959 b, c, Roniewicz 1959, Dżułyński & Gra-

dziński 1960), zdaje się wskazywać, iż użycie terminu „geosynklina deltowa" jest w pełni usprawiedliwione. Bowiem bez względu na to, czy uzna się terrygeniczne utwory seisu za osady lądowe, czy morskie, to i tak należy przyjąć, iż są one pochodzenia fluwialnego. Jak wynika z badań S. Dżułyńskiego i R. Gradzińskiego (1960), źródło tego materiału znajdowało się na północy — w Wale Beskidzko-Windelickim, nie zaś na połu-

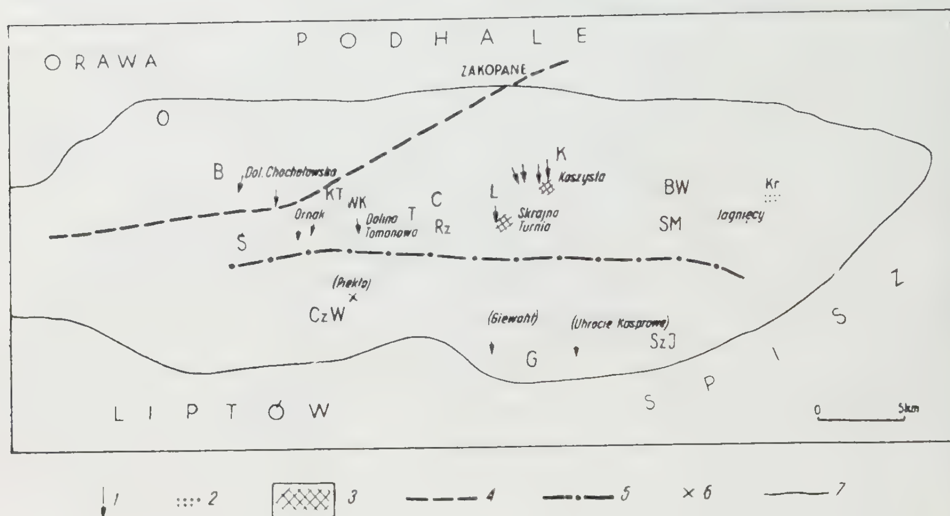


Fig. 2

Mapka paleogeograficzna strefy wierchowej w dolnym triasie

1 kierunki transportu (wg Dżułyńskiego i Gradzińskiego 1960), *2* permskie warstwy koperszadzkie, *3* permskie powierzchnie wietrzenia, *4* granica dużych (na NW) i małych (na SE) miąższości seisu, *5* granica małych (na północy) i dużych (na południu) miąższości warstw myophoriowych kampilu, *6* bloki granitowe w kampilu, *7* orograficzny brzeg Tatr

Carte paléogéographique de la zone haut-tatrique dans le Trias inférieur

1 directions du transport (selon Dżułyński et Gradziński 1960), *2* couches permiennes de Koperszady, *3* surfaces permiennes d'altération, *4* limite des puissances grandes (au NW) et petites (au SE) du Seis, *5* limite des puissances grandes (au nord) et petites (au sud) des couches à Myophoria du Campilien, *6* blocs de granite dans le Campilien, *7* bord orographique des Tatras

dniu, jak to się przyjmowało dotychczas (Passendorfer 1950, 1957, 1959a). Wynika to zarówno z ogólnych rozważań paleogeograficznych (Andrusov 1959b), jak i z pomiarów kierunków transportu, wykonanego w serii wierchowej Tatr (Dżułyński & Gradziński 1960). Dokonane przez nich pomiary zostały przeniesione na mapkę paleogeograficzną opartą na rekonstrukcji przedstawionej w Części II (fig. 2).

Osady seisu składają się z naprzemianległych piaskowców kwarcy-
tycznych z soczewkami zlepieńców z materiałem egzotycznym, obcym tatrzańskiemu trzonowi krystalicznemu (Passendorfer 1950), oraz z warstw brązowych łupków. W samym spągu seisu w serii Liliowego znajduje się jednak zlepieniec granitowy, który mgr P. Roniewiecz demonstrował na XXXII Zjeździe PTG w Tatrach. W górnym seisie łupki przeważają nad piaskowcami i pojawiają się już piaskowce wapniste lub dolomityczne. W tej naprzemianległości można widzieć cykliczność sedymentacji podobną do tej, jaka jest ostatnio notowana w utworach pstrego piaskowca w Niemczech (Hoppe 1959). Duży zasięg poszczególnych cyklotemów również zdaje się świadczyć o morskich lub lagunowych warunkach sedymentacji utworów seisu.

W seisie nie zaznacza się jeszcze zróżnicowanie na poszczególne serie wierchowe, tak wyraźne w następnej fazie rozwoju geosynkliny. Można tylko zauważyć, że miąższości seisu w poszczególnych seriach różnią się od siebie dosyć znacznie. Tak np. w najbardziej północnych seriach — Osobitej i bobrowieckiej miąższość seisu jest znacznie większa (400 m), niż w seriach południowych, gdzie rzadko przekracza 100 m. Wiąże się to zapewne z tym, że materiał terrygeniczny przynoszony był z północy, i jego ilość malała stopniowo ku południowi.

Warunki sedymentacji seisu w serii reglowej zapewne nie różniły się bardzo od warunków istniejących w serii wierchowej, jednak istniały tam lepsze warunki rozwoju fauny.

PARAGEOSYNKLINALNE WĘGLANOWE UTWORY KAMPILU I ŚRODKOWEGO TRIASU

Dopływ materiału terrygenicznego w większych ilościach trwał jedynie przez seis. Już w kampilu nie można zatem mówić o geosynklinie deltowej. Niemniej jednak nadal utrzymywały się tu warunki parageosynklinalne, podobne do tych, jakie istniały np. na platformie posthercyńskiej na Górnym Śląsku. Pogrążanie geosynkliny trwało nadal, a wypełniana ona była przez osady węglanowe, osiągające miejscami dużą miąższość.

Utwory kampilu charakteryzują się jeszcze znaczną domieszką materiałów terrygenicznych, jednak warstwy węglanowe przeważają już wyraźnie. Dolna część kampilu w seriach autochtonicznych składa się z naprzemianległych zielonych łupków i szarych marglistych dolomitów, do których w górnej części dołączają się żółte margle dolomityczne. Są to utwory morskie, jednak zapewne jego zasolenie było większe od normalnego, charakteryzujące raczej morza mające słabe związki z otwar-

tym oceanem. Klimat całego tego rejonu był suchy i gorący, bowiem w innych częściach geosynkliny karpackiej i alpejskiej doszło do powstania ewaporytów (gipsy i anhydryty). W Tatrach powstały wtedy utwory węglanowo-margliste, których sposób wietrzenia przypomina niektóre rodzaje dolnotriasowych alpejskich dolomitów komórkowych lub cargneules.

W seriach autochtonicznych górny kampil jest wykształcony w postaci warstw myophoriowych, na które składają się naprzemianległe czarne łupki (rzadziej czerwone i zielone), czarne wapienie bitumiczne oraz dolomity żółto wietrzejące. W dolomitach zachowała się fauna z *Myophoria costata* i *Naticella costata*. Są to utwory płytkomorskie, sublitoralne lub najwyżej nerytyczne. Obecność fauny małżowo-ślimakowej świadczy o tym, że zasolenie było tutaj zbliżone do normalnego, jednak mniejsze niż np. w południowej części płaszczowiny choczańskiej, gdzie prócz fauny bentonicznej znane są również amonity. Wydaje się, że niektóre rodzaje dolomitów są częściowo pochodzenia organogenicznego (dolomity groszkowe), a wapienie mają często charakter biohermowy, związany zapewne z glonami wapiennymi. O płytkowodnym charakterze tych utworów świadczy również fakt, że są w nich bardzo liczne brekcje śródwarstwowe.

W seriach fałdowych „komórkowych" utworów dolnego kampilu jest przeważnie brak, a cały kampil jest wykształcony w postaci warstw myophoriowych, które osiągają tu większą miąższość (do 150 m) niż w seriach autochtonicznych, gdzie wynosi ona średnio 40 m. Już w kampilu zatem zaznacza się w serii wierchowej pewne zróżnicowanie facjalne. Zmienność facjalna warstw myophoriowych jest dość znaczna, co zostało szczegółowo zbadane w serii Giewontu (por. Kotański 1959, tabl. XVII).

Warstwy myophoriowe cechują się dość znaczną bitumicznością, nawet w seriach bardzo silnie zaangażowanych tektonicznie. Istnieje zatem teoretyczna możliwość, że były one miejscem powstawania bituminów, które mogą być odwiercone na Podhalu. Wniosek ten odnosi się również do tych rejonów Spisza i Liptowa, skąd serie wierchowe nie spłynęły grawitacyjnie ku północy i zostały na miejscu.

Odpowiedniki facjalne warstw myophoriowych nie były dotychczas znane w Alpach Zachodnich (Debelmas 1960). Podczas mego pobytu w Alpach odnalazłem je w stropie cargneules w wewnętrznej strefie serii briansońskiej koło Nevache oraz na pograniczu serii briansońskiej z subbriansońską, w masywie Montbrison.

Anizyk i ladyn charakteryzuje się powstaniem grubej serii węglanowej, złożonej z naprzemianległych wapieni i dolomitów. We wszystkich seriach wierchowych istniała luka sedymentacyjna między kampilem

i anizykiem, lecz jest ona przeważnie bardzo niewielka. Wszędzie bowiem anizyk zaczyna się tzw. brekcją podstawową, złożoną ze skał erodowanego kampilu, a miejscami nawet seisu. Brekcja ta nie ma charakteru klifowego, jak to sądziłem dawniej (Kotański 1956a), gdy znałem ją tylko z niewielu punktów, lecz jest to osad prądów, roznoszących materiał okruchowy po dnie na dużych odległościach. Znane są jednak miejsca,

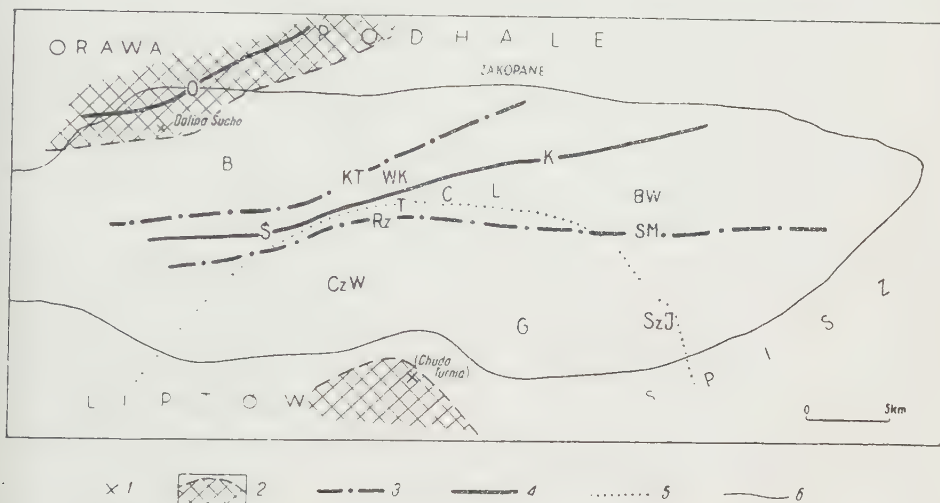


Fig. 3

Mapka paleogeograficzna strefy wierchowej w środkowym triasie

1 stwierdzone miejsca abrazji anizyjskiej, *2* obszary erodowane przed anizykiem, *3* osie rowów, w których nagromadziły się osady środkowego triasu o dużej miąższości, *4* osie podwodnych grzbietów (zmarszczek) o mniejszych miąższościach środkowego triasu, *5* północny zasięg wkładek terrygenicznych w dolnym anizyku, *6* orograficzny brzeg Tatr

Carte paléogéographique de la zone haut-tatrique dans le Trias moyen

1 emplacements constatés de l'abrasion anisienne, *2* territoires érodés avant l'Anisien, *3* axes de fosses où se sont amoncelés les sédiments à grande puissance du Trias moyen, *4* axes des rides sous-marine à puissances inférieures du Trias moyen, *5* limite nord des intercalations terrigènes dans l'Anisien inférieur, *6* bord orographique des Tatras

gdzie istniała wówczas prawdziwa abrazja, doprowadzająca do powstania zlepieńców lub brekcji klifowej. Jest to mianowicie seria Osobitej na północy (zlepieńce z Suchej Doliny — Kotański 1959f), a seria Giewontu na południu (zlepieniec z Chudej Turni — Kotański 1956c). Z tych to właśnie miejsc, a zapewne również i z wielu innych pochodzi osad klastyczny, tworzący anizyjską brekcję podstawową (fig. 3). Erozja anizyjska

na ogół była niewielka i miała przeważnie charakter erozji podmorskiej. Miejscami jednak zaznaczyły się ruchy fazy przedanizyjskiej, które doprowadziły do wynurzenia, abrazji i usunięcia niżej leżących osadów górnego kampilu (seria Osobitej), lub nawet dolnego kampilu i seisu (Chuda Turnia, gdzie anizyjski zlepieniec podstawowy leży miejscami bezpośrednio na krystaliniku). Anizyjskie zlepieńce i brekcje podstawowe można porównać do zlepieńca Richthofena z Alp Włoskich (por. Kotański 1959f).

Ponad brekcją podstawową leżą szare cukrowate dolomity i wapienie, które są charakterystycznie warstewkowane przez ułożenie ziarenek detrytycznego dolomitu. Osad ten można uważać za przekrystalizowany piaskowiec dolomitowy, składający się zapewne ze zdolomityzowanych uprzednio, a następnie pokruszonych budowli glonowych. W osadach tych, rozpowszechnionych we wszystkich seriach wierchowych, dość liczna jest bentoniczna fauna małżów i ślimaków, wskazująca na nerytyczne warunki sedymentacji.

Również nerytyczne warunki sedymentacji istniały podczas tworzenia się leżącej wyżej serii wapieni (przeważnie robaczkowych) i żółto wietrzejących dolomitów. Wskazuje na to bentoniczna fauna małżowo-ślimakowa oraz liliowce (w dolnej części z rodzaju *Dadocrinus*, a w górnej — z rodzaju *Encrinus* lub *Entrochus*). Liliowce z gatunku *Dadocrinus grundeyi* tworzyły miejscami całe murawy (Lefeld 1957), lecz przeważnie znajdują się na złożu wtórnym, gdzie zostały przeniesione i redeponowane, zapewne częściowo przez prądy zawiesinowe, bowiem częste jest w nich warstwowanie frakcjonalne. W serii Czerwonych Wierchów i Giewontu w wapieniach robaczkowych trafiają się przewarstwienia czerwonych łupków piaszczystych, których zasięg jest przedstawiony na figurze 3.

W środkowym triasie zarysowuje się już wyraźne zróżnicowanie facjalne, spowodowane powstawaniem zmarszczek i rowów w dotychczasowej niezróżnicowanej parageosynklinie wierchowej. Już w tej fazie można mówić o zaczynaniu się w niej warunków intrageoantyklinalnych. Jednym z przejawów tych warunków jest obecność przedanizyjskiej fazy ruchów, a innym — redukcja miąższości środkowego triasu w różnych miejscach strefy wierchowej. Tak na przykład środkowy trias Osobitej ma mniejszą miąższość (300 m) od środkowego triasu serii Kominów Tylkowych (830 m). Również i w serii Wąwozu Kraków i Tomanowej trias środkowy nie jest zbyt gruby. Natomiast serie Rzędów — Spis-Michałowej i Czerwonych Wierchów charakteryzują się znów większymi miąższościami środkowego triasu, przekraczającymi 500 m (fig. 3 i tabl. XI). Pełnego obrazu tego zróżnicowania nie można uzyskać, gdyż w innych

eriach trias środkowy został usunięty częściowo lub zupełnie podczas faz rozji w czasie istnienia intrageoantykliny wierchowej.

Należy zaznaczyć, że miąższości środkowego triasu są w serii wierhowej stosunkowo znaczne (średnio 550 m), przekraczając dwukrotnie miąższości środkowego triasu w serii reglowej (monoklinalna seria dygiacji Hawrania ma 260-300 m miąższości — Kotański 1958b, fig. 1). Świadczy to o istnieniu jeszcze wówczas wybitnych pogrążeń basenów, w których gromadziły się osady o dużej miąższości. Pogrążanie to było stosunkowo równomierne i osady niemal zawsze wypełniały zbiornik aż do podstawy falowania, o czym świadczy obecność licznych przewarstwień brekcji śródwarstwowych oraz poziomów twardego dna. Być może, że w laynie osady tworzyły się poniżej podstawy falowania. Miąższość środkowego triasu serii wierchowej jest również na ogół większa od miąższości środkowego triasu serii briansońskiej, a wielokrotnie większa od silnie zreukowanej serii helweckiej lub delfinackiej. Można ją porównać tylko miąższością środkowego triasu w serii Vanoise w strefie pennińskiej Alp Francuskich, gdzie dochodzi ona miejscami do 1000 m (Ellenberger 1958).

Takie nagromadzenie się utworów węglanowych o dużej miąższości stanowi jeszcze jeden dowód istnienia w środkowym triasie warunków parageosynklinalnych.

Parageosynklinalny charakter triasu wierchowego podkreślony jest jeszcze mieszanym charakterem fauny — alpejsko-germańskim. Formami alpejskimi są liliowce (przede wszystkim *Dadocrinus*, oraz spotykane czasem diplopory), a germańskimi — małże i ślimaki, które mają być może częściowo charakter endemiczny. Opierając się na takich właśnie cechach . Ellenberger (1958) wyróżnił w Alpach Zachodnich prowincję biansońką, homologiczną — jego zdaniem — do prowincji górnośląskiej. W Karpatach Centralnych zarysowuje się podobna prowincja, do której — prócz serii wierchowej — należy również seria reglowa dolna. Ich wspólną cechą jest brak amonitów, które w Tatrach znane mi są tylko z triasu choczańskiego (niepublikowane obserwacje z 1959 r.). Brak amonitów (zarówno alpejskich jak i germańskich) nie był spowodowany niewielką głębokością morza, lecz jakimiś niezbyt jeszcze znanymi cechami facjalnymi. F. Ellenberger (op. cit.) przypuszcza, że pewne znaczenie może tu mieć mała zawartość iłu w osadzie, lecz prócz warunków paleomorfologicznych ważną rolę grało tu bez wątpienia zasolenie i temperatura. W każdym razie połączenie basenu górnośląskiego z morzami alpejskimi odbywało się nie przez Karpaty Centralne, lecz przez bramę morawską, lub wschodniokarpacką.

POWSTANIE I INDYWIDUALIZACJA INTRAGEOANTYKLINY WIERCHOWEJ

LABIŃSKA FAZA RUCHÓW I POWSTANIE OSADÓW KARNIKU

Na pograniczu środkowego i górnego triasu doszło do wydarzeń, które zmieniły zupełnie charakter sedymentacji oraz zainicjowały powstanie intrageoantykliny wierchowej.

Na całym obszarze Karpat Centralnych w serii wierchowej i reglowej dolnej w górnym triasie osadzają się osady terrygeniczne — czerwone i zielone łupki, piaskowce kwarcowe oraz zlepieńce z elementami egzotycznymi. Świadczy to o wynurzeniu pewnych obszarów i erozji, która dotarła tam do dolnego triasu lub nawet do krystaliniku. Do takich wniosków prowadzą przede wszystkim badania petrograficzne M. Turnau-Morawskiej (1953). Jednak na obszarze serii wierchowej i reglowej nie doszło przeważnie do wynurzenia, jak to uważano jeszcze do niedawna, a terrygenicznych utworów górnego triasu nie można uważać za osady lądowe (Kotański 1956b, 1959a). W serii Kominów Tylkowych oraz w serii Rzędów — Spis-Michałowej istnieją ciągłe przejścia sedymentacyjne od utworów ladynu do karniku. Trias górny w serii Rzędów — Spis-Michałowej ma poza tym charakter węglanowy, z nikłą domieszką materiału terrygenicznego.

Obszarem wynurzonym i podległym w karniku intensywnej erozji była strefa serii bobrowieckiej. Karnik lub noryk transgreduje tam bezpośrednio na dolnym triasie, a w zlepieńcu podstawowym znajdują się tam otoczaki dolnego kampilu (Kotański 1959b). W wyniku erozji dolnokarnijskiej został usunięty cały środkowy trias. Wynurzenie to było związane z bardzo silnymi ruchami wypiętrzającymi, które mogą być odniesione do fazy labińskiej (saksońskiej). Ruchy te miały zapewne charakter wypaczeń szerokopromiennych, którym towarzyszyły jednak na pewno dyslokacje. Taka dyslokacja labińska istnieje zapewne w Zdrapiskach w masywie Kominów Tylkowych, gdzie seria bobrowiecka kontaktuje bardzo ostro z serią Kominów Tylkowych (fig. 10 i tabl. XI).

Inne obszary erozji górnotriasowej istniały zapewne w strefie serii Cichej, Liliowego i Koszystej, oraz częściowo — być może — w strefie serii Czerwonych Wierchów, Giewontu i Szerokiej Jaworzyńskiej. Twierdzenie to opiera się na fakcie, że w transgredujących w tych strefach warstwach tomanowskich, lub doggerze nie ma wiele materiału środkowotriasowego, utwory triasowe musiały zatem zostać usunięte jeszcze w górnym triasie, jednak przed norykiem, który w seriach południowych zaznaczył się nową transgresją (por. Kotański 1959b).

ZRÓŻNICOWANIE INTRAGEOANTYKLINY W KARNIKU

Z faktów tych wynika, że już po labińskiej fazie ruchów parageosynklina wierchowa zróżnicowała się na wyraźnie zarysowane grzbiety i rowy. Grzbiety podlegały wypiętrzaniu i intensywnej erozji, a rowy — dalszemu pogrążaniu i zapełnianiu przez osady. Można zatem mówić o istnieniu już wtedy intrageoantykliny wierchowej.

Istniejący stan odkrycia serii wierchowej nie pozwala na pełne zdanie sobie sprawy z ilości i przebiegu tych grzbietów. Wydaje się, że najdalej na północnym zachodzie istniał wtedy rów w strefie serii Osobitej.

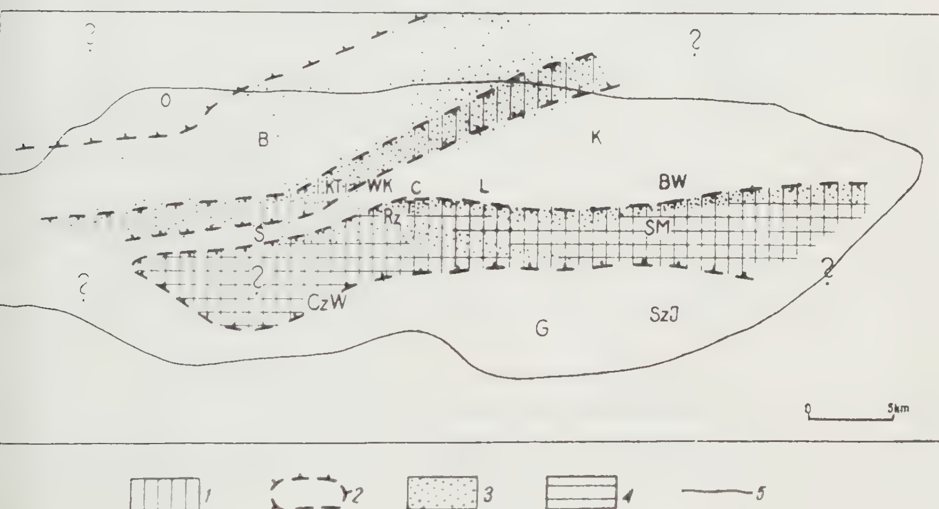


Fig. 4

Mapka paleogeograficzna strefy wierchowej w karniku

serie, w których istniała ciągłość sedymentacji między ladynem a karnikiem, obszary wynurzone i erodowane w dolnym karniku, *3* facja klastyczna karniku. *4* facja węglanowa karniku, *5* orograficzny brzeg Tatr

Carte paléogéographique de la zone haut-tatrique dans le Carnien

séries dans lesquelles existait une continuité de sédimentation entre le Ladinien t le Carnien, *2* territoires émergés et érodés dans le Carnien inférieure *3* faciès astique du Carnien, *4* faciès carbonaté du Carnien, *5* bord orographique des Tatras

bszar serii bobrowieckiej był największym, silnie erodowanym grzbieem. Serie Kominów Tylkowych i Wąwozu Kraków tworzyły się w naępnym rowie. Wielki grzbiet istniał zapewne na obszarze serii Koszystej sąsiednich serii (np. serii Cichej i być może Białej Wody). Serie fałdowe ie były wówczas zapewne silnie erodowane i być może, że nawet nadal

były pogrążane. Obecność w serii Świerkul wyłącznie terrygenicznych osadów górnego triasu może świadczyć o istnieniu grzbietu w pd.-zachodniej części obszaru sedymentacyjnego tatrzańskiej serii wierchowej.

Rozkład facji w karniku i obszary erozji zostały przedstawione na mapce (fig. 4).

Należy podkreślić, że nie wiadomo jest dotychczas, dokąd wynoszone były erodowane na grzbietach utwory węglanowe środkowego triasu. Ilość otoczaków wapieni i dolomitów środkowego triasu w utworach górnego triasu wierchowego jest niezbyt wielka. Materiał ten z grzbietów musiał być znoszony gdzieś dalej, a nie osadzał się w sąsiadujących z nimi rowach. Być może, że obszar sedymentacyjny znajdował się dalej na północy, na Podhalu. Usunięcie środkowego triasu z obszaru serii bobrowieckiej odbyło się bardzo szybko, i już w noryku, a być może nawet w górnym karniku seria ta stała się obszarem pogrążanym, do którego znoszone były, podobnie jak i na obszary sedymentacyjne innych serii, egzotyczne osady terrygeniczne. Obszary alimentacyjne skąd przynoszone były te osady znajdowały się zapewne gdzieś na północy. Jednak i w głębi geosynkliny karpackiej istniały jakieś obszary erodowane, które były źródłem materiału dla osadów górnego triasu serii reglowych.

OKRES POGRĄŻEŃ W NORYKU

Zmiana warunków paleogeograficznych w noryku najwyraźniej zaznacza się w seriach, gdzie ponad terrygenicznymi osadami zaliczanymi do karniku leżą warstwy węglanowe, z bardzo nieznaczną domieszką iłu lub detrytycznego kwarcu (np. seria Kominów Tylkowych). Osady dolomitowe tworzyły się wówczas nawet w tych seriach wierchowych, które w karniku podlegały intensywnej erozji (np. seria bobrowiecka). Pewne obszary musiały jednak być wówczas nadal wynurzone, bowiem w serii Tomanowej cały górny trias ma charakter terrygeniczny. Obszary wynurzone znajdowały się wówczas nie w seriach fałdowych, lecz zapewne gdzieś dalej na północny wschód, na obszarze hipotetycznej serii Koszystej (fig. 5). W serii Rzędów — Spis-Michałowej sedymentacja węglanowa noryku jest dalszym ciągiem sedymentacji węglanowej karniku (tabl. XI).

Noryk był zatem okresem pogrążeń na obszarze prawie całej serii wierchowej. Miąższość utworzonych wówczas osadów nie przekracza 150 m. Serie fałdowe, o ile zostały wynurzone w karniku, zostały na nowo zalane podczas transgresji noryckiej, gdyż dolomity noryckie są bardzo liczne w utworach liasowych, znoszonych częściowo z obszarów sedymentacji serii fałdowych (Kotański 1956a, 1959b).

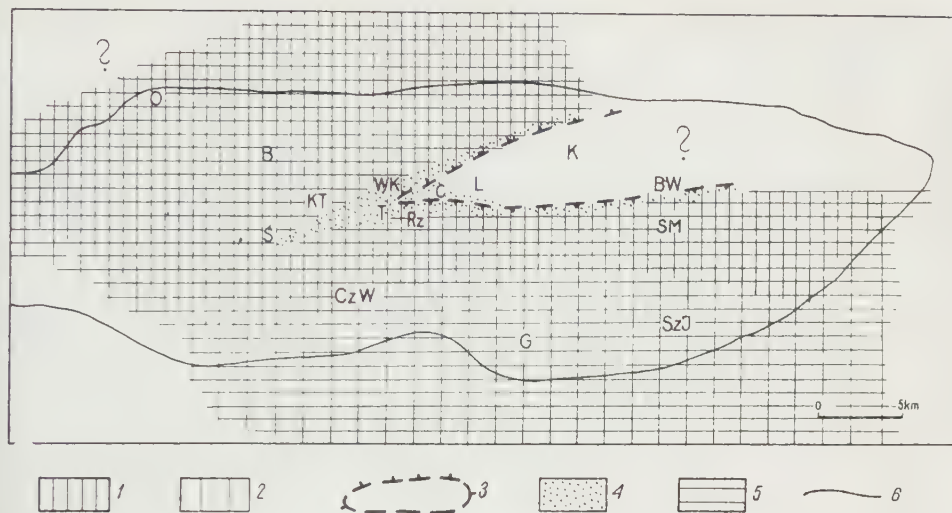


Fig. 5

Mapka paleogeograficzna strefy wierchowej w noryku

1 serie, w których istniała łączność sedymentacji między karnikiem a norykiem, *2* obszary zalane w noryku, *3* obszary wynurzone w noryku, *4* facja klastyczna noryku, *5* facja węglanowa noryku, *6* orograficzny brzeg Tatr

Carte paléogéographique de la zone haut-tatrique dans le Norien

1 séries dans lesquelles existait une continuité de sédimentation entre le Carnien et le Norien, *2* territoires inondés dans le Norien, *3* territoires émergés dans le Norien, *4* faciès clastique du Norien, *5* faciès carbonaté du Norien, *6* bord orographique des Tatras

OKRES RUCHÓW STAROKIMERYJSKICH

Warstwy tomanowskie i morski retyk

W pewnych miejscach strefy wierchowej pogrążenie trwało nadal i w retyku. Tak na przykład w serii bobrowieckiej noryk łączy się sedymentacyjnie z morskim retykiem (Kotański 1959b). W innych miejscach pogrążanie to doprowadziło do transgresji retyku na wynurzone zapewne uprzednio dolomity noryckie (Radwański 1959a). Być może, że miejsca takie istniały w strefie sedymentacji serii fałdowych. Transgresja morskiego retyku miała większy zasięg od późniejszej transgresji liasowej, bowiem utwory retyku są znajdowane w formie otoczaków w osadach liasowych (Wójcik 1959, Radwański 1959a).

W serii Tomanowej w retyku, a być może także już w górnym noryku trwała sedymentacja osadów klastycznych, tym razem w postaci

warstw tomanowskich. Znajdująca się w nich flora lądowa świadczy o istnieniu wówczas wynurzonych obszarów, które znajdowały się być może nadal w rejonie Koszystej. Warstwy tomanowskie tworzyły się zapewne nie w jeziorze, jak to przyjmowano dotychczas, lecz w przybrzeżnym morzu. Świadczy o tym obecność w nich przewarstwień z fauną morską oraz transgresywny charakter tych utworów (Kotański 1959b).

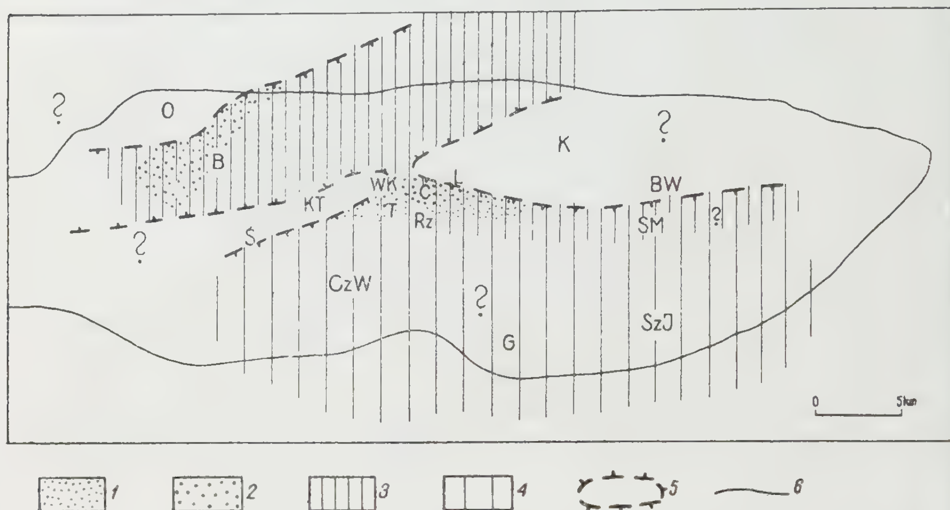


Fig. 6

Mapka paleogeograficzna strefy wierchowej w retyku

1 warstwy tomanowskie łączące się sedymentacyjnie z klastycznym norykiem, *2* warstwy tomanowskie (lub dolny retyk piaszczysty w serii bobrowieckiej) transgredujące na niższe ogniwa stratygraficzne, *3* retyk morski łączący się sedymentacyjnie z węglanowym norykiem, *4* retyk morski transgredujący na niższe ogniwa stratygraficzne, *5* obszary wynurzone, *6* orograficzny brzeg Tatr

Carte paléogéographique de la zone haut-tatrique dans le Rhétien

1 couches de Tomanowa reliées sédimentairement au Norien clastique, *2* couches de Tomanowa (ou Rhétien inférieur gréseux dans la série de Bobrowiecka) avançant sur les termes stratigraphiques inférieurs, *3* Rhétien marin relié sédimentairement au Norien carbonaté *4* Rhétien marin en transgression sur les termes stratigraphiques inférieur, *5* territoires émergés, *6* bord orographique des Tatras

W pewnych profilach serii Tomanowej warstwy tomanowskie transgredują na dolomitach najwyższej części utworów karniku-noryku, zaczynając się tam prawdziwym zlepieńcem podstawowym. Natomiast w serii Cichej warstwy tomanowskie spoczywają bezpośrednio na warstwach myophoriowych górnego kampilu. Środkowy trias został tam usunięty podczas karniku i noryku, osady z tych pięter nie zachowały się tam jednak zupełnie. Bezpośredni kontakt kampilu z warstwami tomanowskimi w serii Cichej jest widoczny w żlebie pod Pośrednim Goryczkowym.

Morski retyk jest niewątpliwie młodszy od warstw tomanowskich, gdyż w serii Cichej leży on w ich stropie, z pewną przerwą sedymentacyjną. Nie jest jednak dotychczas wiadomo, czy jest to retyk, czy też hetang.

Obszar sedymentacji warstw tomanowskich był ograniczony do niewielkiego basenu w strefie serii Tomanowej i Cichej, leżącej w pobliżu denudowanego grzbietu Koszystej. Dalej ku północnemu zachodowi trwała bez przerwy sedymentacja morska od noryku poprzez retyk do liasu (Przełęcz w Kulawcu), bez śladów istnienia facji warstw tomanowskich. Jedynie w dolnej części retyku serii bobrowieckiej w Dolince za Kiczerem istnieją brunatne piaskowce z detrytusem roślinnym i z krynoidami (Kotański 1959f), które być może osadzały się w zbliżonych warunkach, jak warstwy tomanowskie. Należy sądzić, że w pobliżu — zapewne na pd.-zachodnim krańcu Tatr lub w strefie serii Osobitej — istniały wynurzone obszary, na których rozwijała się roślinność znoszona do istniejącego w sąsiedztwie morza. Na innych obszarach warstwy tomanowskie się nie osadzały, gdyż w osadach liasowych nie ma wcale otoczaków pochodzących z tych warstw, wyjąwszy miejsca, gdzie lias transgreduje bezpośrednio na warstwy tomanowskie.

Paleogeografia tatrzańskiej serii wierchowej w retyku jest przedstawiona na figurze 6.

Starsza faza ruchów starokimeryjskich

Z przytoczonych wyżej faktów wynika, że w pewnych seriach strefy wierchowej istniały ruchy, które mogą być zaliczone do starszej fazy ruchów starokimeryjskich. Pierwsze ruchy zaznaczyły się przed osadzeniem się warstw tomanowskich, a następne po powstaniu warstw tomanowskich, lecz przed osadzeniem się retyku morskiego. Należy jednak podkreślić z całym naciskiem, że nie były to ruchy o powszechnym znaczeniu, gdyż na przykład w rowie serii bobrowieckiej sedymentacja trwała bez żadnych znaczniejszych przerw od karniku poprzez noryk i retyk do liasu, a również i później (fig. 10 i tabl. XI).

Młodsza faza ruchów starokimeryjskich i indywidualizacja intrageoantykliny wierchowej

Wybitna faza ruchów zaznaczyła się po osadzeniu retyku i hetangu, przed synemurem, a następnie ruchy trwały jeszcze przez cały lias.

Ta młodsza faza ruchów starokimeryjskich najwyraźniej zaznaczyła się w serii Kominów Tylkowych, gdzie synemur transgreduje bezpośred-

nio na noryku. Transgresja ta była poprzedzona wynurzeniem, podczas którego na obszar serii wierchowej zostały naniesione żwiry i piaski egzotyczne, redeponowane następnie w osadach liasowych. Wynurzenie to miało powszechny charakter i objęło niemal wszystkie serie wierchowe. Zbiorniki morskie zachowały się wówczas jedynie w serii bobrowieckiej i Cichej, które nadal zachowały charakter rowów w obrębie intrageoantykliny.

Na obszar sedymentacji morze transgredowało bardzo powoli, dzięki czemu wytworzył się klif, z całym zespołem zjawisk (powierzchnie abrazyjne, diaklazy wypełnione materiałem klastycznym, tworzące obecnie żyły klastyczne), opisanych dokładnie przez A. Radwańskiego (1959a). Później nastąpiło szybsze pogrążenie się tego obszaru, które umożliwiło zachowanie się klifu w stosunkowo mało zmienionej formie.

Utworzone w tej fazie ruchów grzbiety są energicznie erodowane, a pochodzące z nich osady są znoszone do sąsiadujących z nimi rowów. Mamy zatem do czynienia z najbardziej typowymi warunkami intrageoantyklinalnymi. Utwory liasowe mają często charakter mikrobrekcji, właściwych np. dla intrageoantyklinalnej serii briansońskiej, lub dla serii piemonckiej.

Przybliżony rozkład rowów i grzbietów w liasie można sobie wyobrazić w sposób następujący (fig. 7).

Strefa serii Osobitej była grzbietem, utrzymującym się aż do górnego liasu. Seria bobrowiecka osadza się nadal w strefie bardzo permanentnie utrzymującego się rowu. Seria Kominów Tylkowych po okresie wynurzenia w retyku i hetangu została zalana dość prędko, bo już w synemurze. Nieco później morze liasowe dotarło na obszar serii Wąwozu Kraków oraz na obszar serii Tomanowej. W serii Tomanowej nie ma retyku ani hetangu, jak to uprzednio sądziłem (Kotański 1956b, 1959d), lecz bezpośrednio na warstwy tomanowskie transgreduje tam lias, prawdopodobnie górny, zaczynający się w niektórych miejscach zlepieńcem podstawowym, przeładowanym materiałem warstw tomanowskich. Te utwory transgresywne mimetycznie upodobniają się do utworów dolnego liasu, lub zgoła do warstw tomanowskich.

Następny wielki rów, trwający permanentnie od retyku-hetangu, a nawet od osadzenia się warstw tomanowskich, istniał w strefie sedymentacji serii Cichej.

W innych seriach wierchowych osadził się tylko górny lias (seria Liliowego i być może Białej Wody, oraz seria Świerkul), lub też osadów liasowych brak jest w ogóle (serie fałdowe i zapewne seria Koszystej). W serii Spis-Michałowej liasu nie ma wcale, a w serii Rzędów zachował się tylko szczątkowo górny lias. Pierwotnie miał on większy zasięg ku

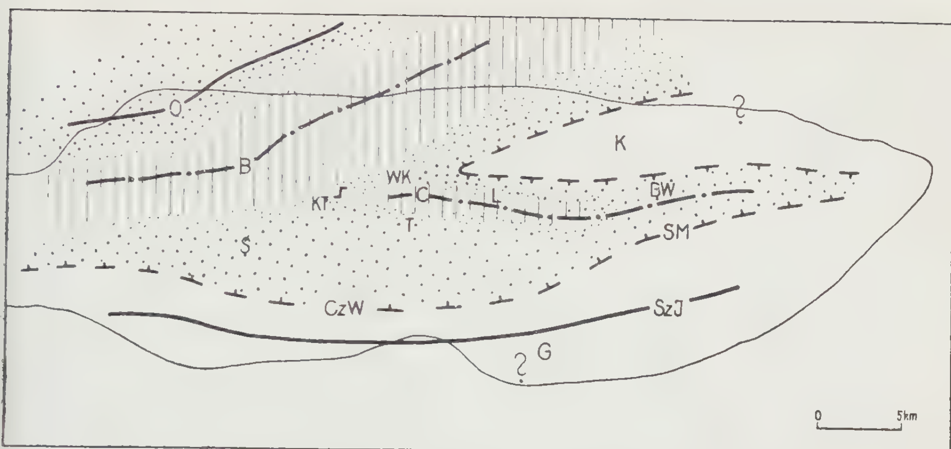




Fig. 7

Mapka paleogeograficzna strefy wierchowej w liasie

1 grzbiety, *2* rowy, *3* obszary (rowy), w których istniała łączność sedymentacyjna między retykiem a liasem, *4* obszary zalane w dolnym liasie, *5* obszary zalane w górnym liasie, *6* obszary wynurzone przez cały lias, *7* klif dolnoliasowy w serii Kominów Tylkowych, *8* orograficzny brzeg Tatr

Carte paléogéographique de la zone haut-tatrique dans le Lias

1 rides, *2* sillons, *3* territoires (fosses) où existait une liaison sédimentaire entre le Rhétien et le Lias, *4* territoires inondés dans le Lias inférieur, *5* territoires inondés dans le Lias supérieur, *6* territoires émergés au cours de tout le Lias, *7* falaise du Lias inférieur dans la série de Kominy Tylkowe, *8* bord orographique des Tatras

ołudniowi, lecz następnie został nasunięty podczas transgresji bajosu następnych transgresji. Świadczy o tym otoczak piaskowca liasowego, nalezionego przeze mnie w czerwonych wapieniach oksfordzkich serii zędów. Potwierdza to w pewnej mierze wniosek W. Jaroszewskiego (1957, otka 1) o nieco większym pierwotnie rozprzestrzenieniu transgresji liawej. Należy jednak sądzić, że na najbardziej południowym obszarze dymentacji serii fałdowych nie było nigdy morskich osadów liasowych, lyż otoczaków liasowych nie ma wcale w osadach transgredującego dogru. Podobne rozumowanie w stosunku do intrageoantykliny briansońiej przeprowadził M. Lemoine (1953a), przeciwstawiając się poglądom hneegansa, który sądził, iż morze liasowe pokryło cały obszar strefy iansońskiej.

OKRES POGRĄŻEŃ W LIASIE

Jak to wynika z obrazu przedstawionego powyżej, w dolnym liasie geosynklina wierchowa miała najbardziej typowy charakter intrageoantykliny, rozdzielonej na szereg rowów i grzbietów. Rowy pogrążały się przy tym bardzo silnie, natomiast grzbiety ulegały znacznie powolniejszym ruchom zanurzającym, nie zanurzały się wcale, lub też nadal były wypiętrzane, dzięki czemu te ostatnie stale stanowiły intensywnie erodowane obszary alimentacyjne. Można przypuszczać, że te przeciwstawne sobie ruchy nie miały charakteru dyslokacyjnego, lecz raczej były to ruchy polegające na wginaniu rowów, a wyginaniu grzbietów.

Pogłębianie rowów było bardzo znaczne, jednak w miarę ich pogrążania były one stale zapełniane przez gromadzące się w nich osady klastyczne o dużej miąższości. Osady liasowe o maksymalnej miąższości nagromadziły się w rowie serii bobrowieckiej i Kominów Tylkowych, gdzie przekraczają one 600 m. Jest to zatem miąższość podobna do tej, jaką mają osady całego liasu w serii reglowej Tatr Bielskich (Sokołowski 1948).

Obecność tak grubej serii liasowej w rowach intrageoantykliny wierchowej stanowi wybitną różnicę w porównaniu na przykład z serią briansońską, gdzie liasu nie ma w zasadzie prawie wcale. Pod tym względem można serię wierchową porównać tylko z serią subbriansońską a nawet z delfinacką, a najlepiej z serią piemoncką, w której pewne utwory wchodzące w skład łupków lśniących są bardzo podobne do liasu wierchowego.

Pogrążanie rowów intrageoantykliny wierchowej nie było równomierne. Opierając się na szczegółowych profilach liasu (Kotański 1959a), można wyróżnić kilka okresów dowozu materiału klastycznego oznaczających ruchy wypiętrzające na sąsiednich grzbietach, które są przedzielone okresami sedymentacji węglanowej lub krzemionkowej. Spongiolity i inne utwory krzemionkowe tworzyły się w okresach, gdy pogrążanie trwało nadal, jednak dowóz materiału terrygenicznego był znacznie mniejszy. Najgłębsze morze istniało w środkowym liasie w serii bobrowieckiej, gdzie ilość osadów krzemionkowych jest największa. Dość głębokie morze istniało również w liasie środkowym w serii Cichej, gdzie jednak lias ma mniejszą miąższość. Natomiast lias serii Kominów Tylkowych ma wybitny charakter terrygeniczny, przy małym udziale osadów krzemionkowych, a nieco większym — wapiennych (piaszczyste wapienie krynoidowe). W serii tej osady terrygeniczne były przenoszone z południa, jak na to wskazują pomiary przekątnego warstwowania (Radwański 1959b). W liasie wierchowym nie znaleziono dotychczas osadów warstwowanych frakcjonalnie, tak częstych w facjach intrageoantyklinalnych (Auboin 1959). Jest to jeden z powodów, dla których wolę nie używać w tym przypadku terminu kordyliera, lecz grzbiet.

RUCHY ŚRODKOWOKIMERYJSKIE

W górnym liasie nastąpiła maksymalna transgresja morza w intrageoantyklinie wierchowej, w wyniku której zostały zalane wszystkie prawie aktywnie erodowane dotychczas grzbiety. Wynurzone pozostały tylko grzbiety serii Koszystej i zapewne również południowe części serii fałdowych.

Na granicy liasu i doggeru doszło ponownie do intensywnych ruchów dźwigających, które doprowadziły do ustąpienia morza z obszarów zalanych podczas transgresji górnoliasowej. Ruchy te, które mogą być nazwane środkowokimeryjskimi lub agassizkimi (fig. 10 i tab. 2), miały charakter wypaczeń o stosunkowo niewielkim promieniu, co można było zaobserwować przy zestawianiu szczegółowych profilów litologicznych na południowym zboczu Giewontu (Kotański 1959a). Miejscami nałożyły się na siebie efekty ruchów starokimeryjskich i środkowokimeryjskich, co doprowadziło do powstania wyraźnej niezgodności kątowej między norykiem a bajosem, widocznej w serii Rzędów (Kotański 1956b). Należy zaznaczyć, że prócz tych ruchów o charakterze wypaczeń powstały wówczas również dyslokacje, które zaobserwowałem w Rzędach pod Ciemniakiem i w masywie Szerokiej Jaworzyńskiej. Dyslokacja taka oddziela serię Rzędów — Spis-Michałowej od serii Czerwonych Wierchów — Giewontu — Szerokiej Jaworzyńskiej. Podobne uskoki opisał H. Günzler-Seifert (1941) z płaszczowiny Wildhorn Alp Berneńskich. Uskoki powstały tam po raz pierwszy po bajosie, a następnie były odnawiane na tych samych liniach dyslokacyjnych aż do neokomu. W Tatrach zagadnienie persystencji dyslokacji kimeryjskich nie było jeszcze badane, faktem jest jednak, że osady poszczególnych pięter doggeru istotnie poprzesuwane są środkowokimeryjskimi uskokami.

TRANSGRESJE OSADÓW Z POSZCZEGÓLNYCH PIĘTER DOGGERU I KOŃCOWA FAZA ZRÓŻNICOWANIA INTRAGEOANTYKLINY WIERCHOWEJ

Podczas ruchów przeddoggerskich morze nie ustąpiło z obszaru całej serii wierchowej. W serii Osobitej i bobrowieckiej istnieje łączność sedymentacyjna osadów liasowych z doggerskimi. To samo dotyczy serii Koninów Tylkowych, gdzie utwory doggerskie trudno jest oddzielić od liasowych. W serii Wąwozu Kraków bajos transgreduje na środkowym triasie, a znajdujące się tu niegdyś osady górnoliasowe zostały zdarte w czasie tej transgresji. Transgresje te były poprzedzone ruchami, bowiem w spągu bajosu zachowały się miejscami piaskowce górnoliasowe. Ruchy te spowodowały powstanie systemu spękań, w które przeniknął głęboko krynoidowy osad bajosu. Spękania te nie mają tak regularnego charakteru

jak „Zugspalten" w masywie Dachstein (Gans 1938), gdzie w wyniku podmorskiego wypaczania wapieni dachsteińskich powstał charakterystyczny system spękań, wypełnionych następnie przez osady liasowe. Seria Tomanowej i Cichej nie została zapewne zalana w doggerze, a w każdym razie nie zachowały się tam osady tego podokresu. W serii Liliowego znany jest tylko, wątpliwy zresztą, kelowej. Obszar serii Koszystej został być może częściowo zalany w doggerze, lecz nie można wyłączyć, że został on zalany dopiero w malmie.

Osady bajosu, batonu i keloweju znane są z serii Rzędów — Spis--Michałowej oraz z serii fałdowych. We wszystkich tych seriach, podobnie jak w serii Wąwozu Kraków mają one charakter transgresywny, a osady poszczególnych pięter doggeru są od siebie przedzielone lukami stratygraficznymi, co jeszcze bardziej podkreśla ich intrageoantyklinalny charakter. Osady te są przy tym zredukowane, często syderolityczne i mają niewielką miąższość w porównaniu z osadami doggeru tworzącymi się w rowach intrageoantyklinalnych. Jest to zarówno spowodowane zahamowaniem sedymentacji, jak i erozją w czasie wynurzeń rozdzielających poszczególne transgresje. Poszczególne transgresje rozdzielone były ruchami, które spowodowały rozbicie przez uskoki świeżo powstałych utworów doggerskich na bloki, które były erodowane. W efekcie w osadach batonu spotyka się otoczaki wapieni krynoidowych bajosu i środkowego triasu. Z każdym z tych okresów ruchów wiązało się także powstanie nowego systemu szczelin, zapełnionych następnie przez osady wkraczającego morza.

Morze bajosu miało charakter nerytyczny. Na jego dnie rozwijały się „łąki" krynoidowe, wśród których żyła fauna małżowo-brachiopodowa--jeżowcowa. Brzegi znajdowały się blisko, jak o tym świadczy obecność otoczaków pożłobionych przez skałotocze. Z form nektonicznych znane są tylko belemnity. Osady bajosu mają bardzo jednolity charakter na całym obszarze serii wierchowej.

Morze batonu miało wybitnie pelagiczny charakter i szerokie związki z innymi częściami oceanu Tetydy. Fauna batońska składa się głównie z amonitów (Passendorfer 1935, 1938), które miejscami (Wielka Świstówka) tworzą nagromadzenia, a ich muszle były niszczone przez fale. Fauna bentoniczna ma charakter nerytyczny.

Podobny charakter miało morze kelowejskie, z którego osadów wapiennych znane są liczne amonity i fauna bentoniczna (przede wszystkim brachiopody). Podczas keloweju został zalany już prawdopodobnie cały obszar serii wierchowej, z wyjątkiem być może centralnych części grzbietu Koszystej (fig. 7).

We wszystkich osadach doggeru liczne są okruchy żółtych dolomitów górnotriasowych (być może noryckich), a wapienie środkowotriasowe

znajdują się tylko wyjątkowo i zawsze pochodzą z podłoża. Świadczy to o tym, że grzbiety intrageoantykliny wierchowej nie były wówczas głęboko erodowane, erozja bowiem usunęła tylko osady transgresji noryckiej. W doggerze po raz ostatni zaznaczyło się zróżnicowanie intrageoantykliny wierchowej na rowy i grzbiety.

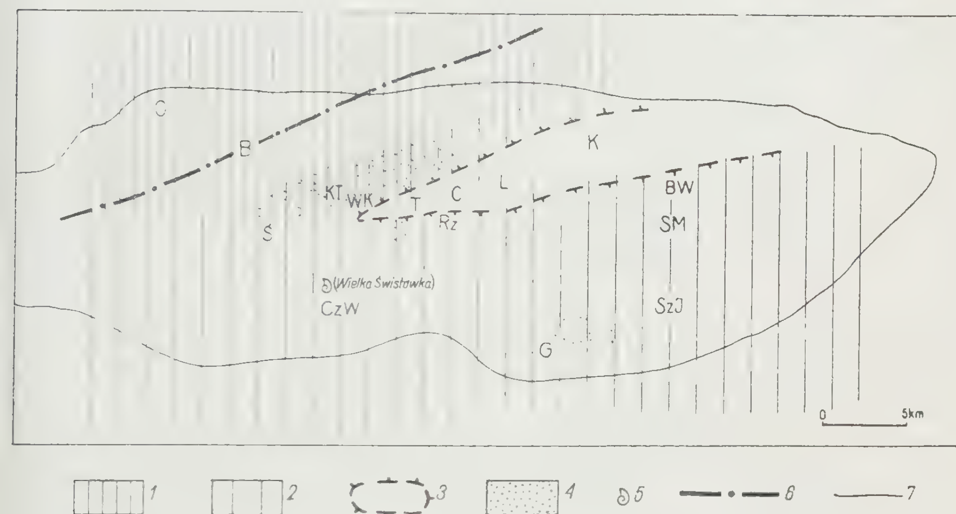


Fig. 8

Mapka paleogeograficzna strefy wierchowej w doggerze

1 obszary, w których dogger łączy się sedymentacyjnie z liasem, a poszczególne piętra doggeru ze sobą, *2* obszary, gdzie osady wszystkich pięter doggeru mają charakter transgresywny i są rozdzielone lukami sedymentacyjnymi, *3* obszary wynurzone z małymi przerwami przez cały dogger, *4* wybitnie klastyczna facja w którymś z pięter doggeru, *5* plaża kopalna z amonitami batońskimi, *6* rów bobrowiecki, *7* orograficzny brzeg Tatr

Carte paléogéographique de la zone haut-tatrique dans le Dogger

1 territoires où le Dogger se lie sédimentairement au Lias et les différents étages du Dogger entre eux, *2* territoires où les sédiments de tous les étages du Dogger ont un caractère transgressif et sont séparés par des lacunes sédimentaires, *3* territoires émergés avec de petites intervalles pendant tout le Dogger, *4* faciès l'eminemment clastique dans un des étages du Dogger, *5* plage fossile avec Ammonites bathonienne, *6* fosse de Bobrowiec, *7* bord orographique des Tatras

W niektórych skałach batońskich domieszka kwarcu detrytycznego może być bardzo znaczna (np. Rozpadła Grań i Zawrat Kasprowy), co świadczy bez wątpienia o erodowaniu w tym czasie materiału liasowego. Wynurzona wyspa Koszystej (fig. 8) mogła też być źródłem materiału werfeńskiego. Tatrzański trzon krystaliczny nie był w doggerze wynurzony i nie

mógł być skałą wyjściową otoczaków skał magmowych, znalezionych przez E. Passendorfera (1935) w Wielkiej Świstówce. Mogą to być skały magmowe znajdujące się na złożu wtórnym z erodowanych wówczas skał liasowych lub werfeńskich, nie można jednak wyłączyć, iż zostały one przyniesione przez glony wyrwane z dna gdzieś z dalszych miejsc (Birkenmajer, Gąsiorowski & Wieser 1960), podobnie jak to zostało stwierdzone w pasie skałkowym. Powzięcie decyzji jest niemożliwe ze względu na brak dokładnych danych odnoszących się do składu petrograficznego egzotyków batońskich.

PELAGICZNA FAZA INTRAGEOANTYKLINY WIERCHOWEJ

UJEDNOLICENIE WARUNKÓW SEDYMENTACJI W DOLNYM MALMIE

W dolnym malmie następuje wyraźne pogrążenie intrageoantyklinalnego zbiornika wierchowego, co powoduje znaczne ujednolicenie facji. *Oksford* przeważnie łączy się sedymentacyjnie z kelowejem, do tego stopnia, że trudno jest postawić granicę między tymi piętrami. Miejscami jednak transgreduje on na starsze podłoże — w serii Czerwonych Wierchów i Giewontu — na środkowy trias lub na osady starszych pięter doggeru. Można przypuszczać, że w strefie sedymentacji serii Koszystej oksford ma również transgresywny charakter, gdyż w sąsiadujących z nią seriach Liliowego, Cichej i Tomanowej oksford przeważnie leży wprost na liasie. W serii Rzędów oksford transgreduje przeważnie bezpośrednio na bajosie (fig. 1) i zaczyna się warstwą syderolityczną z redeponowanymi konkrecjami hematytowymi, w której znalazł się również otoczak piaskowca liasowego.

Rychło jednak morze pokrywa cały obszar Tatr i dochodzi do niemal zupełnego ujednolicenia warunków sedymentacji. Wszędzie osadzają się różowawe wapienie zbite, masywne, o facji globochetowej, a miejscami w wyższym oksfordzie składające się z masowo występujących cienkoskorupowych małżów („Halobia"). Jest to zapewne maksimum pogłębienia morza wierchowego (Lefeld & Radwański 1960), które jest synchroniczne z przegłębieniem geosynkliny reglowej dolnej, podczas którego tworzą się radiolaryty (Gąsiorowski 1959). Pomimo, że jest to maksimum pogłębienia morza wierchowego, nie jest to morze głębokie, lecz otwarty dość płytki zbiornik o rozległych związkach z innymi częściami geosynkliny alpejsko-karpackiej, gdzie w tym czasie powstają podobne facje. Jest to typowa facja pelagiczna geosynkliny alpejskiej (Colom 1957), cechująca w zasadzie — według niego — osady stoku kontynentalnego. Wydaje się, że w serii wierchowej chodzi raczej o morze szelfowe, gdyż wapienie z „Halobia" nie są margliste, co jest — według Coloma — cechą osadów

batialnych. W każdym razie głębokość morza w owym czasie nie mogła przekraczać 300-400 m, a przeważnie była zapewne jeszcze mniejsza. Osadem najgłębszego morza są być może dobrze uwarstwione szare wapienie margliste spod szczytu Giewontu (Kotański 1959a), które na podstawie ich położenia w profilu można uznać za argow.

Kimeryd cechuje się wybitnym rozwojem mikrofacji pseudooolitowo-lombardiowej (Kotański & Radwański 1960, Lefeld & Radwański 1960). Jest to osad morza stosunkowo płytkiego, lecz otwartego. Pseudoooidy były napławiane ze stref płytszych przez słabe prądy denne, które jednocześnie przynosiły pokruszone szczątki różnych organizmów planktonicznych i bentonicznych (Lefeld & Radwański 1960). Z kimerydu zostały opisane brachiopody i amonity (Passendorfer 1928). W niektórych seriach wierchowych (np. seria Osobitej) osadzają się wtedy ciemnoszare wapienie globigerynowe, cechujące — według Coloma (1957) — głębsze utwory pelagiczne.

Reasumując, w dolnym malmie trwały warunki pelagiczne, morze jednak nie było zbyt głębokie. W osadach brak jest materiału terrygenicznego.

Sedymentacja była na ogół równomierna, w związku z czym zróżnicowanie miąższości nie jest duże. Pomiary miąższości malmu różnych serii wierchowych wykazały, że różnice miąższości jednak istnieją i wahają się od 40-200 m, co jak na osad pelagiczny nie może być dziełem przypadku. Izopachyty 50 m i 110 m naniesione na mapkę (fig. 9) wykazują, że zredukowana sedymentacja odbywała się w strefie serii Osobitej i bobrowieckiej oraz wokół dawnej wyspy Koszystej, która być może została zalana całkowicie dopiero w oksfordzie. Serie fałdowe wykazują miąższości pośrednie (powyżej 110 m), natomiast największe miąższości posiada malm w seriach Kominów Tylkowych, Wąwozu Kraków i Tomanowej (ok. 200 m). To zróżnicowanie miąższości świadczy o tym, że w obrębie intrageoantykliny wierchowej nadal egzystują rowy i zmarszczki podmorskie, usytuowane w ogólnych zarysach w tych samych miejscach, co i poprzednio. W malmie ogólny kierunek ruchów był negatywny, jednak strefy rowów pogrążały się prędzej, a obszary dawnych grzbietów, tworzących obecnie zmarszczki podwodne — wolniej.

RUCHY MŁODOKIMERYJSKIE I DALSZE ZRÓŻNICOWANIE INTRAGEOANTYKLINY WIERCHOWEJ

Na przełomie kimerydu i tytonu w basenie wierchowym miały miejsce ruchy, które doprowadziły do zróżnicowania jednolitych dotychczas na ogół osadów na dwie zupełnie odmienne facje.

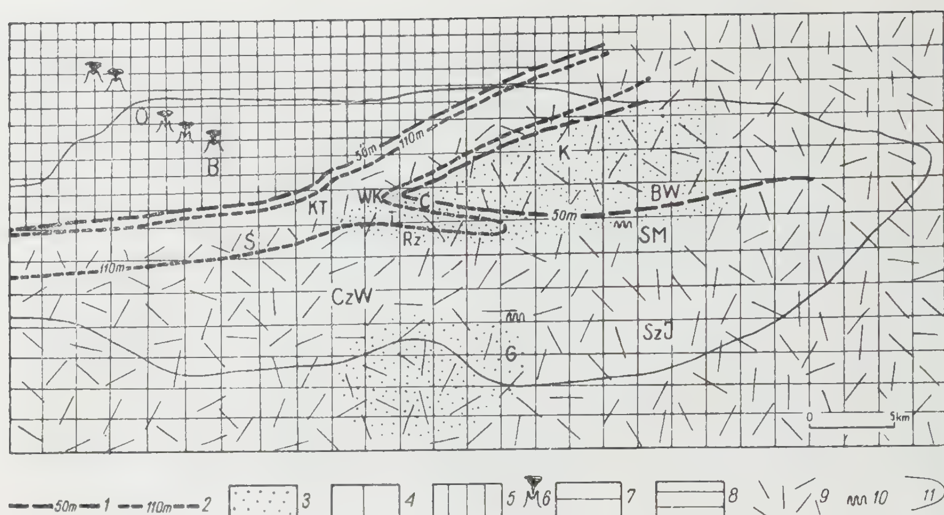


Fig. 9

Mapka paleogeograficzna strefy wierchowej w malmie i neokomie

1 izopachyta 50 m miąższości malmu, *2* izopachyta 110 m miąższości malmu, *3* oksford transgredujący miejscami na starsze podłoże, *4* pseudooolitowo-lombardiowo--kalpionellowa facja tytonu, *5* krynoidowa facja tytonu z pygopami, amonitami i kalpionellami, *6* stwierdzone ogniska podmorskiego wulkanizmu limburgitowego w tytonie, *7* pseudooolitowo-tintinnidowa facja dolnego neokomu (zbite masywne wapienie), *8* rogowcowo-płytowa facja dolnego neokomu, *9* urgońska facja górnego neokomu, *10* stwierdzone formy krasowe pochodzące z okresu wynurzenia w górnym apcie — dolnym albie, *11* orograficzny brzeg Tatr

Carte paléogéographique de la zone haut-tatrique dans le Malm et le Néocomien

1 isopachyte de 50 m de puissance du Malm, *2* isopachyte de 110 m de puissance du Malm, *3* Oxfordien avançant par endroits en transgression sur le substratum plus ancien, *4* faciès pseudooolithique à Saccocoma et Calpionella du Tithonique, *5* faciès à Crinoïdes du Tithonique avec Pygope, Ammonites et Calpionella, *6* foyers constatés du volcanisme limburgitique sous-marin dans le Tithonique, *7* faciès pseudooolithique à Tintinnidae du Néocomien inférieur (calcaires compacts massifs), *8* faciès à plaquette et zones siliceuses du Néocomien inférieur, *9* faciès urgonien du Néocomien supérieur, *10* lapiès constatés provenant de la période de l'émersion dans l'Aptien supérieur — l'Albien inférieur, *11* bord orographique des Tatras

W tytonie w strefie sedymentacji serii Osobitej i bobrowieckiej tworzą się osady krynoidowe z pygopami, amonitami oraz inną fauną, zawierające również wkładki wapieni z masowo występującymi kalpionellami, a na pozostałym obszarze nadal trwa sedymentacja zbitych wapieni masywnych o mikrofacji pseudooolitowo-lombardiowej, z rozproszonymi kalpionellami (Kotański 1959f, Kotański & Radwański 1959, 1960, Lefeld & Radwański 1960).

Krynoidowa facja tytonu z pygopami nie jest typowa dla serii wierchowej. Ze względu na jej podobieństwo do serii skałkowych można rozważać nawet ewentualne wyłączenie serii Osobitej i bobrowieckiej z serii wierchowej i zaliczenie ich do serii podhalańskiej o cechach przejściowych między serią wierchową a seriami skałkowymi.

Tyton krynoidowy leży w serii Osobitej na nierównej powierzchni ciemnoszarych wapieni kimerydu o mikrofacji globigerynowej. Zaczyna on się przy tym często zlepieńcem lub brekcją złożoną z otoczaków wapieni kimerydzkich (Kotański 1959f). Powstanie tego zlepieńca nie było poprzedzone wynurzeniem, lecz utworzył się on w związku z podmorskimi trzęsieniami ziemi związanymi z ruchami młodokimeryjskimi (fig. 10).

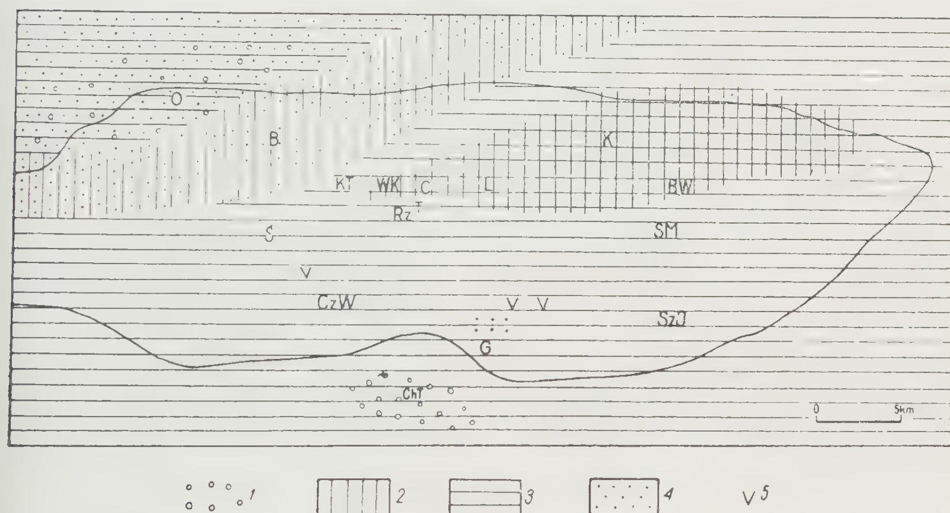


Fig. 10

Mapka paleogeograficzna ruchów pretektogenicznych w strefie wierchowej Tatr

1 obszary abradowane w fazie przedanizyjskiej, *2* obszary wyniesione w fazie labińskiej (saksońskiej), *3* obszary podległe ruchom staro- i środkowokimeryjskim, *4* obszary, na których zaznaczyły się ruchy młodokimeryjskie, *5* miejsca, z których znane są przejawy ruchów przedurgońskich. Uwaga: ruchy fazy pfalckiej i austryjskiej objęły cały obszar strefy wierchowej

Carte paléogéographique des mouvements prétectogeniques dans la zone haut-tatrique des Tatras

1 territoires érodés dans la phase anté-anisienne, *2* territoires élevés dans la phase labinienne (saxonne), *3* territoires ayant subi les mouvements éo- et mésocimmériens, *4* endroits dans lesquels se sont marqués les symptômes des mouvements néo-cimmeriens, *5* endroits dans lesquels se sont marqués les symptômes des mouvements anté-urgoniens. Remarque: les mouvements de la phase pfalzienne et austrienne ont englobé tout le territoire de la zone haut-tatrique

Brekcję o podobnym charakterze znalazł mgr J. Lefeld na Małym Giewoncie (informacja ustna).

Wapienie krynoidowe tytonu cechują się obfitością fauny bentonicznej obok organizmów nektonicznych i planktonicznych.

Ta cecha oraz stosunkowo znaczna ilość terrygenicznego kwarcu pozwala przypuszczać, że były to osady morza otwartego, lecz stosunkowo płytkiego. Źródło materiału klastycznego w postaci wynurzonego grzbietu znajdowało się gdzieś dalej na zachodzie w geosynklinie Karpat Centralnych (Kotański & Radwański 1959) lub, być może, nawet na zachodnim krańcu Tatr (Mnich), czy też pod płaszczowinami reglowymi w Paśmie Prosiecznianskim.

Granica obu facji tytonu jest przedstawiona na mapce (fig. 9). Nie jest wyjaśnione pierwotne położenie basenu sedymentacyjnego wapieni krynoidowych ze Stołów na zachodnim zboczu Doliny Kościeliskiej, które znajdują się tam w formie porwaków w spągu fałdu Czerwonych Wierchów. F. Rabowski (1959) zaliczał je do urgonu, jest jednak bardzo prawdopodobne, że należą one do tytonu (o ile nie są to po prostu wapienie krynoidowe bajosu).

Miąższość tytonu krynoidowego jest niewielka (ok. 40 m). Rozważania dotyczące miąższości malmu przeprowadzone uprzednio odnoszą się do całego malmu, łącznie z tytonem. Również i w tytonie istniały wyróżnione uprzednio strefy rowów i zmarszczek podmorskich. Wszystkie facje tytonu mają charakter pelagiczny, lecz są to utwory nerytyczne. Obecność kolpionell nie pozwala — zdaniem Colom a (1957) — na jednoznaczne określenie zawierających je wapieni jako osadów batialnych; w tym przypadku rozstrzyga obecność pseudooolitów i materiału terrygenicznego.

WULKANIZM LIMBURGITOWY

Na obszarze sedymentacji serii Osobitej i bobrowieckiej od dawna znane są ławy i tufity limburgitowe (Kreutz 1913). Są one ściśle związane z krynoidową facją tytonu i mają charakter wulkanizmu podmorskiego (Kotański 1959f, Kotański & Radwański 1959). Tufity tworzą szereg interkalacji w wapieniach krynoidowych i kalpionellowych tytonu, a główna faza erupcji przypada w górnym tytonie, na granicy z neokomem. Wulkanizm limburgitowy należy zatem również wiązać z ruchami młodokimeryjskimi (fig. 10 i tabl. XI).

Określenie charakteru erupcji limburgitowych jest bardzo ważne z punktu widzenia rozwoju geosynkliny wierchowej. Ze względu na to, że wulkanizm limburgitów funkcjonował przed ruchami górotwórczymi.

D. Andrusov (1959b) określa go jako wulkanizm inicjalny (wg klasyfikacji Stillego 1940). Rzeczywiście, wulkanizm limburgitowy jest związany z pretektogenicznym okresem ewolucji geosynkliny. Gdyby zatem konsekwentnie stosować klasyfikację Stillego, to należałoby strefę wierchową uznać za eugeosynklinalną, a limburgity — za odpowiednik ofiolitów (*roches vertes*) z Alp.

Cały rozwój intrageoantykliny wierchowej zaprzecza jednak takiemu jej zakwalifikowaniu. Pomimo że geograficznie zajmuje ona wewnętrzne miejsce w geosynklinie karpackiej i należy do Internidów, pod względem rozwoju paleogeograficznego należy ona raczej do Eksternidów, o czym świadczy choćby jej parageosynklinalny charakter w triasie. Limburgity nie są bynajmniej podobne do *roches vertes*, gdyż — pominąwszy różnice petrograficzne — nie są one związane z fazą przegłębienia geosynkliny, lecz z lokalną fazą ruchów młodokimeryjskich.

Charakter osadów basenu wierchowego, a szczególnie przewaga utworów węglanowych świadczy o tym, że należał on raczej do miogeosynkliny. Takiemu zakwalifikowaniu intrageoantykliny wierchowej w niczym nie zaprzecza lokalny ewenement wulkanizmu limburgitowego. Klasyfikacja Stillego nie ma pełnego zastosowania do geosynkliny karpackiej, gdyż strefy eugeosynklinalne powtarzają się tu kilka razy, i rozdzielone są przez strefy miogeosynklinalne.

OSŁABIENIE TEMPA POGRĄŻANIA INTRAGEOANTYKLINY WIERCHOWEJ W NEOKOMIE I JEJ WYPEŁNIENIE PRZEZ OSADY

W neokomie tempo pogrążania intrageoantykliny wierchowej wydatnie maleje. W dalszym ciągu istnieje przy tym odziedziczony z tytonu podział na dwie strefy facjalne. Na obszarze sedymentacji serii Osobitej i bobrowieckiej tworzą się wapienie organodetrytyczne z rogowcami. Osadziły się one w nieco głębszym morzu niż ciemnoszare wapienie spatyczne neokomu o mikrofacji pseudooolitowej z *Saccocoma* i tintinnidami (Lefeld 1959, Borzá 1959), które zajmują cały pozostały obszar (fig. 9). W serii Kominów Tylkowych, gdzie zazębiają się obie facje, obraz stosunków facjalnych jest dość zawiły (Rabowski 1955b, 1959).

W wyższym neokomie powstają organodetrytyczne, rafowo-orbitolinowe wapienie z koralami i rekwieniami (Passendorfer 1922). Tworzą się one na obszarze sedymentacji wszystkich serii wierchowych, z wyjątkiem serii bobrowieckiej i Osobitej oraz częściowo serii Kominów Tylkowych. Organodetrytyczne wapienie tych serii już od dawna nie były uznawane za typowy urgon (por. Passendorfer in Regionalna Geologia Polski 1951).

Już E. Passendorfer (1930) znajdował w wapieniach urgońskich otoczaki ciemnych wapieni. Ostatnio M. Szulczewski (informacja ustna) zna-

lazł w Małej Świstówce wapień urgoński z otoczakami ciemnych wapieni z jego spągu. Są to zapewne zlepieńce powstałe w wyniku podmorskiego trzęsienia ziemi związanego z przedurgońską fazą ruchów (fig. 10).

Rafy urgońskie tworzyły się w bardzo płytkim morzu (jednak z dala od lądu) przez barrem i dolny apt. Można przypuszczać, że najbardziej typowe rafy rozwijały się na obszarze dawnej wyspy Koszystej oraz w strefie sedymentacji serii fałdowych. W końcu doszło do wynurzenia, które trwało przez górny apt i dolny alb (Passendorfer 1930). Na wapiennym lądzie rozwijały się procesy krasowe. Znane są kieszenie krasowe wypełnione czerwoną substancją terra rosa (Passendorfer 1930) oraz subaeralne rynienki krasowe (Kotański 1959e).

FAZA BATIALNA MIOGEOSYNKLINY WIERCHOWEJ

POGRĄŻENIE STREFY WIERCHOWEJ I OKRES „PRÓŻNI"

Wyspa urgońska została rychło zalana. Zalew morza miał raczej charakter bardzo gwałtownej ingresji morza niż transgresji. W związku z tym tylko miejscami mogły powstać brekcje lub zlepieńce klifowe (Kotański 1955a, 1959a, e, Rabowski 1959), a przeważnie tworzą się wapienie glaukonitowe z nadzwyczaj bogatą i różnorodną fauną (Passendorfer 1930). Egzotyki skał krystalicznych znalezione przez E. Passendorfera (op. cit.) nie pochodzą z zalewanej wyspy urgońskiej, gdyż nigdzie na niej nie odsłaniały się skały krystaliczne. Otoczaki nie mają zresztą tatrzańskiego charakteru. Możliwe, że — jak sądzą E. Birkenmajer, S. M. Gąsiorowski i T. Wieser (1960) — skały te zostały przyniesione przez pływające glony z innych części geosynkliny karpackiej.

Pourgoński epizod lądowy związany był z ruchami fazy austryjskiej (dawna faza pienińska (Matějka & Andrusov 1930) nazwana ostatnio przez Andrusova fazą manińską — 1959b). Morze środkowoalbskie wkracza na obszar wyspy urgońskiej od południa, przesuwając się stopniowo ku północy (Passendorfer in Rabowski 1922). Ruchy obniżające pogrążyły szybko strefę wierchową, tak że alb zaczyna się wapieniem glaukonitowym, który może być uznany za osad morza dość głębokiego, bliskiego zapewne już stokowi kontynentalnemu. M. Turnau-Morawska (1960), opierając się na charakterze glaukonitu, uznała go za osad morza stosunkowo płytkiego, do którego z lądu doprowadzony był potas. Z ogólnego rozwoju wydarzeń wynika jednak, iż pogrążanie musiało być bardzo szybkie. Wapień glaukonitowy jest miejscami przepełniony globigerynami (Passendorfer 1930), co — według Coloma (1957) — jest cechą morza dość głębokiego. Nie mogło być ono bardzo głębokie, gdyż w wapieniach glau-

konitowych znajduje się dużo organizmów bentonicznych, jednak w tym przypadku można przypuszczać, iż chodzi tu o osady dolnej części szelfu.

Pogrążanie doprowadziło w efekcie do utworzenia się głębokiego morza i powstania warunków batialnych. Zgodnie z uznawaną dotychczas opinią Cz. Kuźniara (1913), margle albu należy uznać za osad odpowiadający mułom błękitnym (Passendorfer 1930, 1959a, 1961). Muły te mają charakter terrygeniczny i zawierają wkładki piaskowców i cienkich ławiczek wapiennych.

Sedymentacja margli albu odbywała się bardzo powoli, co wobec szybkiego pogrążania miogeosynkliny wierchowej doprowadziło do wytworzenia się „próżni". Jest to faza maksymalnego przegłębienia geosynkliny wierchowej, poprzedzająca już okres wydźwignięcia i sfałdowania serii wierchowej (tabl. XI).

OKRES WYPEŁNIANIA GEOSYNKLINY WIERCHOWEJ PRZEZ PRETEKTOGENICZNE OSADY FLISZOWE

Końcową fazą rozwoju jest okres tworzenia się osadów fliszowych (por. Passendorfer 1952b, Książkiewicz 1959, Auboin 1959). Facja fliszowa zjawia się już w górnym albie, jednak — jak wynika z badań R. Kušika (1959) — dopiero margle z wkładkami piaskowców fliszowych należy zaliczyć do cenomanu. Fliszowy charakter tych piaskowców rozpoznał E. Passendorfer (1930). Obecne wyobrażenia o warunkach sedymentacji fliszu w głębokim morzu przy współudziale prądów zawiesinowych zgadzają się dobrze z głębokomorskim charakterem margli albu (Passendorfer 1959a, 1961).

W Tatrach wyższe ogniwa fliszu cenomańskiego nie zachowały się, a ogólna miąższość albu-cenomanu nie przekracza 400 m. Osady, które można tu obserwować, mówią tylko o zapoczątkowaniu procesu wypełniania geosynkliny przez osady fliszowe. Źródła tych osadów nie można szukać w Tatrach, lecz gdzie indziej w geosynklinie karpackiej, gdzie istniały wypiętrzone wówczas kordyliery. Szczegółowe badania sedymentologiczne nie były wykonywane, a fragmentarycznie dokonane pomiary kierunków transportu oparte na hieroglifach prądowych nie pozwalają jeszcze na uogólnienie wniosków o kierunkach transportu materiału fliszowego.

Znaczne rozprzestrzenienie facji fliszowej w różnych seriach osadowych Karpat Centralnych (Andrusov 1938, 1959b, Kantorova & Andrusov 1958) świadczy o tym, że w górnej kredzie podobne warunki zapanowały w całej geosynklinie. Zgodnie z przypuszczeniem K. Birkenmajera (1960) można sądzić, że sedymentacja fliszowa w serii wierchowej trwała

przez dolny turon. Być może nawet osady fliszowe osadzały się tu przez cały turon, aż do momentu dotarcia do tatrzańskiej strefy wierchowej fali nabrzmień migrującego ku północy geotumoru, co spowodowało wynurzenie zbiornika wierchowego w fazie subhercyńskiej (przedgozawskiej) oraz grawitacyjne powstanie fałdów wierchowych i płaszczowin reglowych. W ten sposób dochodzimy do momentu, od którego zacząłem rozważania tektoniczne i paleogeograficzne w Części I (por. tabl. III).

KILKA OGÓLNYCH UWAG O PALEOGEOGRAFICZNYM I TEKTONICZNYM ROZWOJU INTRAGEOANTYKLINY WIERCHOWEJ

Przedstawiona w tej pracy próba rekonstrukcji paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach może mieć szersze znaczenie jako *przykład przestrzennego ujęcia paleogeografii strefy intrageoantyklinalnej* w ogóle. Ujęcie to jest przy tym oparte o pomiary wykonane na przekrojach tektonicznych, które są tylko w niewielkiej części hipotetyczne. Istniejące dotychczas próby przedstawienia paleogeografii geosynkliny lub jej części opierały się głównie na analizie facjalnej przy zastosowaniu odpowiedniej koncepcji tektonicznej (Gignoux 1926, Książkiewicz 1956a, b). Również przekroje przez geosynklinę nie były opierane na odfałdowywaniu i szczegółowych pomiarach, lecz tylko na rozważaniach facjalnych i tektonicznych (por. Gignoux 1926, 1960 fig. 1, Lemoine 1953 fig. 1, Caire 1957). Takie podejście jest oczywiście uwarunkowane stanem badań w danym rejonie, a szczególnie poznaniem stosunków facjalnych i tektonicznych. Te zaś nigdzie nie są poznane tak dobrze, jak w naszych niewielkich Tatrach.

Z mapki rozmieszczenia serii wierchowych (tabl. X), która jednocześnie w dużej mierze przedstawia rozkład grzbietów i rowów w intrageoantyklinie wierchowej oraz rozkład facji, widoczne jest, że przebieg tych stref nie wykazuje wyraźnego związku ani z kierunkami hercyńskimi, ani z przedgozawskimi undulacjami, które — jak wiadomo — uwarunkowały kierunki tektoniczne pasma wierchowego. Przebieg stref facjalnych w intrageoantyklinie wierchowej oraz układ grzbietów i rowów został uwarunkowany charakterem ruchów pretektogenicznych głównie na granicy triasu z jurą, które nadały geosynklinie wierchowej intrageoantyklinalny charakter.

Ujmując rzecz jak najogólniej należy stwierdzić, iż strefy facjalne układały się wokół stale wypiętrzanego grzbietu Koszystej, który ma zatem charakter *grzbietu persystentnego*. W Tatrach można śledzić w zasadzie tylko rozkład facji na zachód i południowy zachód od tej wielkiej elewacji (paleogeograficznie rzecz biorąc) w intrageoantyklinie. Strefy

facjalne w Tatrach Zachodnich obejmują z dwóch stron wyklinowujący się ku W grzbiet Koszystej. układając się w pasy o przebiegu SWW-NEE oraz NWW-SEE (tabl. X).

Szerokość grzbietu Koszystej zmieniala się w różnych fazach rozwoju intrageoantykliny wierchowej w granicach od 2,5 km do 8 km. Trudno jest doszukiwać się w subhercyńskiej elewacji Koszystej jakiegoś dziedziczenia skłonności elewacyjnych po starych założeniach hercyńskich lub starokimeryjskich. a już zupełnie błędne jest przepisywanie tej elewacji wieku hercyńskiego (Michalik 1951a, 1952) lub starokimeryjskiego (Gorek 1958). Grzbiet Koszystej w intrageoantyklinie wierchowej miał kierunek równoleżnikowy. podczas gdy subhercyńska elewacja Koszystej jako element transwersalny ma kierunek południkowy i tylko częściowo leży na dawnym grzbiecie Koszystej.

Innym grzbietem intrageoantykliny wierchowej, który odegrał w jej dziejach zupełnie odmienną rolę, był grzbiet bobrowiecki. Powstał on w fazie labińskiej i egzystował w karniku jako wybitny element pozytywny, który podlegał intensywnej erozji. Podczas tej fazy erozji zostały z niego zdarte grube niegdyś utwory środkowotriasowe. Już w górnym triasie zostaje ten grzbiet kompletnie zniwelowany i przekształca się w silnie pogrążany rów intrageoantyklinalny, w którym gromadzą się grube osady górnego triasu, retyku, liasu, doggeru i malmo-neokomu.

Mamy tutaj zatem do czynienia ze zjawiskiem, które można za H. Jennym (1924) i F. Ellenbergerem (1951, 1958) określić jako odwrócenie pogrążeń (renversement de subsidence — Reliefumkehrung), lub może lepiej *inwersja rzeźby w intrageoantyklinie*. Należy jednak zauważyć, że spostrzeżone w Tatrach zjawisko jest jakościowo nowe, bowiem zarówno cytowani geologowie alpejscy, jak V. V. Belousov (1954), zajmują się stosunkami tektonicznymi i paleomorfologicznymi przy przejściu od jednego do drugiego cyklu diastroficznego, tu natomiast chodzi o odwrócenie rzeźby w pewnej fazie rozwoju intrageoantykliny.

Grzbiet bobrowiecki przed inwersją posiadał szerokość przeszło 5 km, a istniejący po inwersji na jego miejscu rów bobrowiecki złączył się z rowem Kominów Tylkowych na południowym zachodzie, oraz rozszerzył się dalej ku NW, na obszar serii Osobitej.

Najbardziej stałym rowem w intrageoantyklinie wierchowej był rów Kominów Tylkowych. Istniał on zarówno przed inwersją, kiedy to nagromadziły się w nim maksymalne miąższości utworów środkowotriasowych, jak i po inwersji, kiedy podczas powtórnej fazy pogrążeń wypełniły go wielkie masy klastycznych osadów liasowych. Był to zatem typowy *rów persystentny* gdyż z wyjątkiem krótkiego okresu wynurzenia w retyku-hetangu, przez cały okres intrageoantyklinalnego rozwoju strefy wierchowej, był on intensywnie pogrążony i zalany przez morze

Był to rów stosunkowo wąski, gdyż np. szerokość jego przed inwersją nie przekraczała 3 km, lecz po inwersji, gdy dołączył się do niego inwersyjny rów bobrowiecki, wzrosła do 8 km.

Wąski (1-2 km) rów oddzielał grzbiet Koszystej od SW, od strefy serii Czerwonych Wierchów i Giewontu. Szczególnie wyraźnie jego obecność zaznacza się w strefie sedymentacji serii Cichej, gdzie po inwersji bardzo wcześnie wtargnęło retyckie morze. Rów ten jednak był znacznie mniej pogrążany niż rów bobrowiecki i Kominów Tylkowych, w związku z czym miąższość nagromadzonych w nim utworów liasowych jest znacznie mniejsza.

Rów Cichej oddzielał grzbiet Koszystej od wielkiego obszaru poinwersyjnego „wysokiego dna" zajętego przez serie fałdowe. Przed inwersją nagromadziły się tu utwory środkowotriasowe o znacznej miąższości, które zostały zdarte dopiero po inwersji.

Strefa Osobitej po inwersji również była grzbietem, lecz tylko w liasie, bowiem w doggerze rozszerzyły się na jej obszar facje rowu bobrowieckiego.

Szerokość całej tatrzańskiej części strefy wierchowej nie przekraczała 30 km, może więc być pod tym względem porównywalna ze strefą briansońską, która — według M. Lemoine'a (1960b) — przekraczała 50 km, nie była tam jednak dokładnie mierzona.

Przedstawiona powyżej inwersja rzeźby w intrageoantyklinie wierchowej nie objęła całej strefy wierchowej, a tylko dawny grzbiet bobrowiecki. Nie można zatem tej inwersji uważać za jakieś ogólnie obowiązujące prawo rozwoju stref intrageoantyklinalnych w ogóle. Warto by jednak zbadać, czy inwersja taka zaznaczyła się w innych intrageoantyklinach. Zaznaczam, że opisana przeze mnie inwersja rzeźby w intrageoantyklinie nie ma nic wspólnego z inwersją geosynkliny w znaczeniu V. V. Belousova (1948, 1954). Inwersja geosynkliny — w jego znaczeniu — przypada bowiem w Karpatach Centralnych chyba przed transgresją morza paleogeńskiego, a w Karpatach Zewnętrznych — przed neokomem. Zdaniem Belousova bowiem flisz Karpat Zewnętrznych jest w całości poinwersyjny. Fliszem poinwersyjnym jest bez wątpienia flisz paleogeński w Karpatach Centralnych, jednak sądzę, że lepiej pasuje do niego określenie A. Caire'a (1957) — flisz posttektogeniczny. Klasyfikacja Belousova nie da się zastosować ściśle do Karpat Centralnych, nawet gdyby strefę wierchową uznać za jego „permanentną intrageoantyklinę".

Opierając się na badaniu strefy wierchowej można stwierdzić, w jaki sposób odbywały się ruchy powodujące zróżnicowanie intrageoantykliny na grzbiety i rowy. W większości przypadków były to ruchy polegające na wypiętrzeniu i pogrążaniu sztywnych bloków, oddzielonych

od siebie dyslokacjami. Taki charakter ruchów jest jednak tylko końcowym efektem powolnych ruchów pogrążających, lub wypiętrzających, które obserwowane są przez cały okres intrageoantyklinalnego rozwoju strefy wierchowej.

Charakter tych ruchów i powstała w ich wyniku morfologia jest zatem bardzo podobna do tej, jaką przedstawiają ostatnio M. Lemoine (1953a, 1960b) i J. Debelmas (1957). Ze względu jednak na bardzo płaskie formy reliefu, wolę w stosunku do grzbietów nie używać terminu „kordyliera", który stosuje się lepiej — moim zdaniem — do grzbietów w morzu fliszowym.

Grzbiety istniejące w intrageoantyklinie wierchowej nie wykazują żadnego wyraźnego związku z wierchowymi strukturami fałdowymi. Dawniej, gdy za najbardziej wynurzany obszar uważano strefę sedymentacji serii fałdowych (Rabowski 1925a, Passendorfer 1952a, 1959a, 1961), można było przypuszczać, że fałdy wierchowe zrodziły się z grzbietów intrageoantyklinalnych. Obecnie jednak, gdy poznane zostały serie o znacznie większych lukach stratygraficznych, nie ma żadych podstaw do doszukiwania się tych związków. Tym samym upada *teoria tektoniki embrionalnej*, wysuwana przez E. Arganda (1920), a rozwinięta później przez M. Gignoux (1926, 1960). Podobnie zatem jak w strefie briansońskiej (Debelmas 1957), nie można obecnie mówić o powstaniu fałdów na miejscu dawnych kordylier. Do podobnych wniosków doszedł J. Auboin (1958, 1959), opierając się na obserwacjach poczynionych w Hellenidach. Cała idea tektoniki embrionalnej związana była ściśle z teorią pozageosynklinalnych nacisków tangencjalnych, zgodnie z którą kordyliery były „płaszczowinami w marszu", co miało się w pewien sposób zaznaczyć w rozwoju intrageoantykliny. Po przyjęciu przez M. Gignoux teorii tektoniki spływania grawitacyjnego, idea tektoniki embrionalnej przestała być aktualna, a w podręczniku Gignoux utrzymuje się tylko dzięki takiemu, a nie innemu sposobowi wydawania nowych nakładów tego podręcznika we Francji.

Charakter ruchów pretektogenicznych w intrageoantyklinie nie jest zupełnie związany z naciskami tangencjalnymi, lecz wykazuje ścisłą zależność od procesów odbywających się głęboko pod skorupą ziemską. Powstawanie zaś i rozwój grzbietów i rowów w intrageoantyklinie jest tylko oddźwiękiem tych procesów, przejawiających się ruchami pogrążającymi lub wypiętrzającymi, które w pewnych warunkach mogą doprowadzić do powstania dyslokacji.

Obserwując rozwój intrageoantykliny wierchowej można stwierdzić, że w jej powstaniu i rozwoju w przemożny sposób zaznaczyły się *ruchy pionowe*. Nie chodzi tu przy tym o ruchy zanurzające, wywołane obniżaniem się dna geosynkliny pod ciężarem gromadzących się w niej osadów,

jak to sądził J. Hall (1883) i J. D. Dana (1873). Odwrotnie — w silniej pogrążających się rowach gromadziły się osady o większej miąższości (Haug 1900). W pewnych okresach, gdy pogrążanie było większe, niż gromadzenie się osadów (np. w albie), dochodziło do powstania „próżni". Analogiczne zjawisko w Hellenidach zaobserwował J. Auboin (1958, 1959). Na przykładzie Tatr można stwierdzić, że to nie „geosynkliny są rezultatem sedymentacji", jak twierdzą geologowie amerykańscy, lecz odwrotnie — *„rowy wywołują sedymentację"* (Auboin 1959). Przebieg rowów i grzbietów jest przy tym niezależny od starszych struktur tektonicznych. Podobne zjawisko zauważył w Alpach R. Trümpy (1957, 1958).

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa — Grenoble
Warszawa, w lutym 1961 r.

LITERATURA CYTOWANA

ALSAC C. & MICHEL R. 1960. Contact discordant entre Trias et Lias dans la partie centrale du Dôme de Remallon (Hautes-Alpes). 85-ème Congr. Nat. Soc. Sav. Colloque du Lias. Chambery-Annecy.

ANDRUSOV D. 1930. Příspěvek k poznáni tektoniky a paleogeografie severozápadních Karpat. — Sborn. Stát. Geol. Úst., sv. IX. Praha.

— 1931. La zone des Klippes internes dans le bassin de l'Orava. — Knih. Stat. Geol. Úst. Č.S.R., sv. 13a. Praha.

— 1938. Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západnich Karpatech, č. III. — Rozpr. Stat. Geol. Úst. ČSR, sv. 9. Praha.

— 1950. Tektonická stavba masivu Širokej, Vysoké Tatry (Structure tectonique du massif de la Široká, Hautes Tatras). — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied., r. I, č. 1. Bratislava.

— 1953. Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales. — Geol. Práce Slov. Akad. Vied a Umení, v. 34, part IV—V. Bratislava.

— 1958. Geológia československých Karpát. Zv. I. SAV. Bratislava.

— 1959a. Prehlád stratigraphie a tektoniky druhohorného pásma massívu Vysokých Tatier na území Slovenska (Stratigraphie und Tektonik der mesozoischen Zone des Massives der Hohen Tatra). — Geol. Sborn., r. X, č. 1. Bratislava.

— 1959b. Geológia českolslovenských Karpát. Zv. II. SAV. Bratislava.

— 1960. Úvahy o alpsko-karpatskej vrásovo-príkrovovej sústave (Gedanken über das alpin-karpatische Falten-Decken-System. — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, r. XI, č. 2. Bratislava.

ANDRUSOV D., BORZÁ K. & MIŠIK M. 1959. Exkurzia B (Bielskie Tatry). Sprievodca ku geologickým exkurziam. Pracovna konferencia o geológii Vysokých Tatier. Stary Smokowiec. (Maszynopis powielany).

ANDRUSOV D., GOREK A. & LUKNIŠ M. 1959. Exkurzia na Łomnický Štít. Ibidem.

ANDRUSOV D. & BYSTRICKÝ J. 1959. O význame subhercynskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch (Über die Bedeutung der subhercynischen Faltungsphase im Gebiete der Westkarpaten). — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, r. X, č. 2. Bratislava.

ARGAND E. 1920. Plissements précourseurs et plissements tardifs des chaînes de montagne. — Actes Soc. Helv. Sc. Nat., 31, pp. 13-39. Aarau.

AUBOUIN J. 1958. Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal: le secteur grec des Dinarides (Héllénides). — Bull. Soc. Géol. France, vol. VIII, no. 6. Paris.

— 1959. A propos d'un centenaire: les aventures de la notion de géosynclinal. — Revue Geogr. Phys. et Géol. Dyn., vol. II, fasc. 3, Paris.

— 1960. Granuloclassement vertical (graded bedding) et figures de courants (currant marks) dans les calcaires purs: les brèches de flanc des sillons géosynclinaux. Bull. Soc. Géol. France, vol. I, fasc. 6. Paris.

BALOGH K. 1959. Das Mesozoikum Nordungarns. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

BARBIER R. 1960. Les reliefs „vindeliciens" et la transgression liassique dans la zone dauphinoise; aperçu paléogéographique de cette zone au Lias. 85-éme Congr. Nat. soc. Sav., Colloque du Lias français. Chambery-Annecy.

BELOUSOV V. V. 1948. Obščaia geotektonika. Gosgeoloizdat. Moskva-Leningrad.

— 1954. Osnovnye voprosy geotektoniki. Gosgeoltechizdat. Moskva.

BEMMELEN R. W. van. 1950. La tectonique par gravité en Indonésie. — Geol. en Mijnbouw, vol. 12, no. 12. Gravenhage.

— 1955. Tectogénèse par gravité. — Bull. Soc. Géol. Belge, vol. LXIV, fasc. 1. Bruxelles.

BIRKENMAJER K. 1953a. Tektonika Pienińskiego Pasa Skałkowego. — Reg. Geologia Polski. P.T.G. Kraków.

— 1953b. Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen-belt series in Poland. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, vol. I, no. 6. Varsovie.

— 1954a. Sprawozdanie z badań geologicznych przeprowadzonych nad neogenem na Podhalu w latach 1949-1951 (Geological investigations of Podhale Neogene, Central Carpathians). *W:* Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, Pieninach i na Podhalu, t. I (*In*: From the geological researches in Tatra, Pieniny Mountains and in Podhale, v. I). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86. Warszawa.

— 1954b. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w pienińskim pasie skałkowym w latach 1950-1951 (Geological research in the Pieniny Klippen-belt). — Ibidem.

— 1956. Sedimentary characteristics of the Jarmuta Beds (Maestrichtian) of the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathians). — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, vol. IV, no. 10. Varsovie.

— 1958a. Submarine erosional breaks and late Jurassic synorogenic movements in the Pieniny Klippen Belt geosyncline. — Bull. Acad. Pol. Sci., Série chim., géol. et géogr., vol. VI, no. 8. Varsovie.

— 1958b. Przewodnik geologiczny po Pienińskim Pasie Skałkowym. Wyd. Geol. Warszawa.

— 1959a. Znaczenie Skałki Haligowieckiej dla geologii Pienińskiego Pasa Skałkowego (Significance of the Haligowce Klippe for the geology of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIX, z. 1. Kraków.

— 1959b. Seria czertezicka — nowa seria skałkowa Pienin (A new Klippen Series in the Pieniny Mts. Carpathians — the Czertezik Series). — Acta Geol. Pol., vol. IX/4. Warszawa.

— 1959c. Diapiric tectonics in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). — Bull. Acad. Pol. Sci., Série chim., géol. et géogr., vol. VII, np. 2. Varsovie.

— 1959d. Pieniński Pas Skałkowy. Przekroje geologiczne przez Polskę. Wyd. Geol. Warszawa.

— 1960. Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. — Jb. Geol. R.-A., Bd. 103. Wien.

BIRKENMAJER K., GĄSIOROWSKI S. M. & WIESER T. 1960. Ezgotyki w osadach pelagicznych batonu serii niedzickiej pasa skałkowego Polski (Fragments of exitic rocks in the pelagic deposits of the Bathonian of the Niedzica Series — Pieniny Klippen-Belt, Carpathians). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXX, z. 1. Kraków.

BORZÁ K. 1958. Triasové a liasové kremence Belanských Tatier (Die triadischen und liassischen Quarzite des Gebirges Belanske Tatry). — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, r. IX, č. 1. Bratislava.

— 1959. Geologisko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier a masivu Širokej (Die geologisch-petrografischen Verhältnisse des Mesozoikums des Gebirges Belanské Tatry und des Massivs Široka). — Ibidem, r. X, č. 1.

BISTRICKÝ J. 1959. Príspevok ku stratigrafii muránskeho mozozoika. — Geol. Práce, z. 20. Bratislava.

CAIRE A. 1957. Étude géologique de la région des Biban (Algérie), t. 1 i 2. Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie (N-S). Bull. No. 16. Alger.

COLOM G. 1957. Sur les caractères des géosynclinaux mésozoïques. — Bull. Soc. Géol. France, (6). Paris.

DANA J. D. 1873. On some results of the Earth's contraction from cooling, incliding a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior. — Amer. J. Sci., vol. 3, ser. 5 and 6. New Haven.

DEBELMAS J. 1955. Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Mèm. Serv. Carte géol. Fr. Paris.

— 1956. Remarques sur la structure du secteur central du massif de Peyre-Haute, au Sud de Briançon, Hautes-Alpes (zone Briançonnaise. La cordillère de Maravoise. — C.-R. Acad. Sciences, vol. 242. Paris.

— 1957. Quelques remarques sur la conception actuelle du terme „cordillère" dans les Alpes internes françaises. — Bull. Soc. Géol. France, (6), vol. VII. Paris.

— 1960. Comparaison du Trias haut-tatrique avec celui des Alpes occidentales — Zone intra-alpine (Porównanie triasu wierchowego w Tatrach z triasem Alp Zachodnich — wewnętrzna strefa Alp Francuskich). — Acta Geol. Pol., vol. X/2. Warszawa.

DEBELMAS J. & LEMOINE M. 1957a. Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le massif de Peyre-Haute au S de Briançon. Importance de l'érosion anté-rhétienne dans la zone briançonnaise. — Bull. Soc. Géol. France, (6), vol. VII. Paris.

— 1957b. Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maire et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). — C.-R. Séanc. Soc. Géol. France, no. 4. Paris.

DŻUŁYŃSKI S. 1953. Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej (Tectonics of the southern part of the Cracovian Upland). — Acta Geol. Pol., vol. III/3. Warszawa.

DŻUŁYŃSKI S., KSIĄŻKIEWICZ M. & KUENEN PH. H. 1959. Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70. New York.

ELLENBERGER F. 1951. Le géosynclinale briançonnais archaïque et les renversements de subsidence (Reliefumkehrung) dans la préorogénèse alpine. C.-R. Somm. Soc. Géol. France. Paris.

— 1958. Étude géologique du pays de Vanoise. Mèm. Serv. Carte géol. Fr. Paris.
ELLENBERGER F. & LEMOINE M. 1955. Les faciès prépiémontais et le problème du passage de la zone du Briançonnais aux schistes lustrés piémontais. — C.-R. Séanc. Soc. Géol. France, no. 7. Paris.
FÜLÖP J. 1959. Die kretazische Bildungen Ungarns. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.
FUSAN O. 1959. Entwicklung des Jungpaläozoikums in den Westkarpaten. Ibidem.
GANS O. 1938. Zugspalten im Dachsteingebiete. — Geol. Rundschau, Bd. 29, H. 7/8. Stuttgart.
GIGNOUX M. 1926. Géologie stratigraphique. 1 ed. Masson. Paris.
— 1936. Sidérolithique et formation rouges dans les nappes des Alpes françaises au S et à l'E du Pelvoux. — C.-R. Somm. Soc. Géol. France. Paris.
— 1948a. Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité. — Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, t. 27. Grenoble.
— 1948b. La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. — Bull. Soc. Géol. France, sér. 5, vol. XVIII. Paris.
— 1950. Comment les géologues des Alpes Françaises conçoivent la tectonique d'écoulement. — Geol. en Mijnbouw, vol. 12, no. 12. Gravenhage.
— 1953. Sur les nouvelles théories de la tectonique d'écoulement. — C.-R. de la XIX-e Sess. Coingrès Géol. Int. Alger 1952. Sec. III — Mécanique de la déformation des roches; Influence sur les conceptions tectoniques, fasc. III. Alger.
— 1956. Geologia stratygraficzna. Wyd. Geol. Warszawa.
— 1960. Géologie stratigraphique. V ed. Masson. Paris.
GIGNOUX M. & MORET L. 1938. Description géologique du bassin supérieur de la Durance. — Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, t. 21. Grenoble.
— 1952. Géologie dauphinoise. Masson. Paris.
GLANGEAUD L. 1956. Sur les conséquences paléogéographiques de l'existence de nappes de glissement dans le Tell algérien. — C.-R. Séanc. Soc. Géol. France, no. 2. Paris.
GOETEL W. 1916. Ret tatrzański (Das Rhät des Tatra-Gebirges). — Kosmos, t. 41. Lwów.
— 1917. Piętro retyckie i najdolniejszy lias w serii reglowej Tatr (Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra). — Bull. Int. Acad. Pol. Sci., Cl. math.-nat., Ann. 1916. Kraków.
GOETEL W. & SOKOŁOWSKI S. 1930. Tektonika serii reglowej okolicy Zakopanego (La structure tectonique de la zone subtatrique aux environs de Zakopane). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. VI. Kraków.
GOGUEL J. 1946. La tectonique d'écoulement. — Revue scient., no. 3256. Paris.
GOŁĄB J. 1952. Tektonika Podhala. — Geol. Biul. Inf. P.I.G., z. 1. Warszawa.
— 1954. Rockslides and flows and their meaning for the tectonic of the Flysch of Podhale. — Soc. Sc. Lettr. de Łódź. vol. V, nr 1. Łódź.
— 1959. Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala (On the geology of the western Podhale flysch area). *W:* Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu, t. V (*In:* From geological researches in the Tatra Mts. and in the Podhale region, v. V). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 149. Warszawa.
GOREK A. 1950. Tektonické okná na západnom ukončeni Vysokých Tatier (Les fenêtres tectoniques de l'extrémité ouest des Hautes Tatras). — Geol. Sborn., r. I, č. 1. Bratislava.
— 1958. Geologické pomery skupiny Červenych Vrchov, Tomanovej a Tichej Doliny (Die geologische Verhältnisse der Gebirgs-Gruppe Červene Vrchy, der

Täler Ticha und Tomanova Dolina). — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, r. IX, č. 2. Bratislava.

— 1959a. Prehlad geologických a petrografických pomerov krystalinika Vysokých Tatier (Übersicht der geologischen und petrographischen Verhältnisse des Kristallins der Hohen Tatra). — Ibidem, r. X, č. 1.

— 1959b. Sprievodca ku geologickej exkurzii do kryštalinika Západných Tatier. Sprievodca ku geologickým exkurziam. Pracovna konferencia o geológii Vysokých Tatier. Stary Smokovec. (Maszynopis powielany).

GÜNZLER-SEIFERT H. 1941. Persistente Brücke im Jura der Wildhorndecke des Berner Oberlandes. — Ecl. Geol. Helv. 34. (Lausanne), Basel.

GUZIK K. 1936. O stratygrafii triasu płaszczowiny reglowej górnej, choczańskiej (Über die Stratigraphie der Trias in der oberen subtatrischen Decke in der Hohen Tatra und im Chocs-Gebirge). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XII. Kraków.

— 1959a. Mapa geologiczna Tatr Polskich w skali 1 : 10000 (Geological map of the Polish Tatra Mts.; scale 1 : 10000). — Przegląd Geol. nr 8. Warszawa.

— 1959b. Przewodnie rysy stratygrafii triasu serii reglowej górnej (choczańskiej) w Tatrach Zachodnich (Index features of triassic stratygraphy in the upper (Choč) sub-tatric series in Western Tatra). *W*: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu, t. V (*In*: From geological researches in the Tatra Mts. and in the Podhale Region, v. V). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 149. Warszawa.

— 1959c. Niektóre zagadnienia stratygrafii liaso-doggeru płaszczowiny reglowej dolnej w Tatrach (Notes on some stratigraphic problems of the Lias-Dogger rocks in the lower sub-tatric nappe of the Tatra Mountains). — Ibidem.

HAARMANN E. 1930. Die Oszillations-Theorie; eine Erklärung der Krustenbewegung von Erde und Mond. F. Enke. Stuttgart.

HALICKI B. 1930. Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra). — Spraw. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. V, z. 3—4. Warszawa.

— 1955. O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach (La nappe subtatrique inférieure dans le bassin de Sucha Woda — Haute Tatra). — Acta Geol. Pol., vol. V/1. Warszawa.

HALL J. 1883. Contribution to the geological history of the American continent. — Proc. Amer. Ass. Adv. Science, 31. Washington D. C.

HANTKE R. 1909. Zur Jura/Kreide-Grenze im mittel- und südhelvetischen Faziezbereich der Ostschweiz. — Ecl. Geol. Helv. 52, no. 2. (Lausanne), Basel.

HAUDOUR J. & SAVROT-REYNAULD J. 1960. Stratigraphie du Lias du Dôme de la Mure. Variétés de facies entre le Dôme de la Mure et ses bordures. 85-ème Congr. Nat. Soc. Sav. Colloque du Lias français. Chambery-Annecy.

HOPPE W. 1959. Zyklische Gliederung des Unteren und Mittleren Bundsandsteins in Deutschland. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

HAUG E. 1894. L'origine des Préalpes romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie. — Arch. Sc. phys. nat., 3-e pér., t. 32.

— 1900. Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des régressions et des transgressions marines. — Bull. Soc. Géol. France, (3), vol. XXVIII. Paris.

— 1909. Le géosynclinaux de la chaîne des Alpes durant les temps secondaires. — C.-R. Acad. Sci., t. 148. Paris.

HEIM A. 1946. Problems de erosion submarina y sedimentacion pelagica del presente y del pasado. — Rev. Mus. La Plata, ser. Geol., t. 4. La Plata.

ESS H. H. 1938. Gravity anomalies and island arc structure. — Proc. Amer. Philos. Soc., 79. Philadelphia.

ORWITZ L. & RABOWSKI F. 1922. O liasie i doggerze wierchowym w Tatrach (Sur le Lias et le Dogger haut-tatrique de la Tatra. — Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Inst. Géol. Pol.), nr 3. Warszawa.

AROSZEWSKI W. 1957. Geologia pasma Świerkul (Geology of the Świerkule range in the Tatra mountains). — Acta Geol. Pol., vol. VII/4. Warszawa.

— 1958. Tektonika serii wierchowej na wschodnim zboczu Bobrowca (Tectonics of the high-Tatric series on the eastern slope of Mount Bobrowiec). — Ibidem, vol. VIII 2.

ENNY H. 1924. Die alpine Faltung. Borntraeger. Berlin.

ONES O. T. 1938. The development of a geosyncline. — Quart. J. Geol. Soc. London, no. 374 (94). London.

ANTOR J. 1959. Vek niektorých vysokotatranských granitoidov a kryštalických bridlic podla rádioaktivneho rozpadu K^{40} (Das Alter gewisser Granitoide und kristallinen Schiefer der Hohen Tatra nach dem radioaktiven Zerfall von K^{40}). — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, r. X, č. 1. Bratislava.

ANTOROVÁ V. & ANDRUSOV D. 1958. Mikrobiostratigrafický výskum vrchnej kriedy Považia a Oravy (Étude microbiostratigraphique du Crétacé moyen et supérieur de la vallée du Váh et de l'Orava). — Ibidem, r. IX, č. 2.

AY M. 1945. North American geosynclines; their classification. — Bull. Geol. Soc. Amer., 56. Washington.

— 1947. Geosynclinal nomenclature and the craton. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 31. Tulsa.

LIMASZEWSKI M. 1950. Morfologia zamknięcia Doliny Białej Wody w Tatrach (Morphology of the head of the White Water Valley in the Tatra Mountains). — Ochrona Przyrody, R. XIX. Kraków.

— 1959. Rozwój geomorfologiczny Tatr Polskich (Geomorphological evolution of the Polish Tatra Mountains). *W*: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu, t. V (*In:* From geological researches in the Tatra Mts. and in the Podhale Region, v. V). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 149. Warszawa.

OSSMANN O. 1933. Przeciw klasycznej teorii płaszczowinowej. — Czas. Przyr., 7. Łódź.

OSSOVSKAIA A. G. & SHUTOV V. D. 1958. Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions. — Ecl. Geol. Helv. 51, no. 3, (Lausanne), Basel.

OTAŃSKI Z. 1955a. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the High-Tatric Triassic in the Tatra Mountains). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV, z. 1. Kraków.

— 1955b. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr (Vermicular limestones from the high-tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. V/3. Warszawa.

— 1956a. Kampil wierchowy w Tatrach (High-tatric Campilian in the Tatra Mts.). — Ibidem, vol. VI/1.

— 1956b. O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach (On the stratigraphy and palaeogeography of the high-tatric Keuper in the Tatra Mts.). — Ibidem, vol. VI/3.

— 1956c. Zlepieńce z Chudej Turni i ich znaczenie dla paleogeografii i sedymentacji triasu tatrzańskiego (Chuda Turnia conglomerates and their meaning

for the palaeogeography and sedimentation of the Tatra Mts.). — Przegląd Geol. z. 3. Warszawa.

— 1956d. O triasie wierchowym w Tatrach (On the high-tatric Triassic in the Tatra Mts.). — Ibidem, z. 7.

— 1958a. Preglacjalne i interglacjalne osady w Tatrach (Preglacial and interglacial deposits in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/2. Warszawa.

— 1958b. Stratigraphical and palaeogeographical position of the subtatric Triassic in the Bielskie Tatry Mts. — Bull. Acad. Pol. Sci., vol. VIII, no. 8. Warszawa.

— 1959a. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich (Stratigraphical sections of the high-tatric series in the Polish Tatra Mts.). *W*: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, t. IV (*In*: From geological researches in the Tatras, v. IV). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 139. Warszawa.

— 1959b. Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. — Acta Geol. Pol., vol. IX/2. Warszawa.

— 1959c. Trias wierchowy (High-tatric Triassic). *W*: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu, t. V (*In*: From geological researches in the Tatra Mts. and in the Podhale Region, v. V). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 149. Warszawa.

— 1959d. Nowe badania nad tektoniką serii wierchowej (Contributions to the tectonics of the high-tatric series). — Ibidem.

— 1959e. Z zagadnień transgresji albu wierchowego w Tatrach (Some problems about transgression of the high-tatric Albian in the Tatra Mts.). — Przegląd Geol. nr 8. Warszawa.

— 1959f. Nowe ogniwa stratygraficzne w serii wierchowej rejonu Osobitej. (New stratigraphical investigations in the high-tatric series in the Osobita region). — Ibidem, nr 12.

— 1960. XXXII Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Z dyskusji naukowych. — Ibidem, nr 3.

KOTAŃSKI Z. & RADWAŃSKI A. 1959. Fauna z Pygope diphya i limburgity w tytonie wierchowym Osobitej (High-tatric Tithonian in the Osobita Region, its fauna with Pygope diphya and products of the volcanoes — Western Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. IX/4. Warszawa.

— 1960. Występowanie mikrofacji lombardiowej w malmie wierchowym Tatr (Communiqué concerning the occurence of Lombardia microfacies in the High--Tatra Malm). — Przegląd Geol. nr 9. Warszawa.

KREUTZ S. 1913. O limburgicie w Tatrach (Der Limburgit in Tatragebirge). — Bull. Int. Akad. Pol. Sci., Cl. math. nat., no. 7. Kraków.

— 1930. O tatrzańskim trzonie krystalicznym. — Wierchy, r. VIII. Kraków.

KOZIKOWSKI H. 1958. Stosunek płaszczowiny magurskiej do podłoża (The Magura nappe and its relation to the substratum). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/2. Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1954. Evolution of the Carpathian Flysch Geosyncline. — C.-R. Congr. Géol. Int. Alger.

— 1956a. Jura i kreda Bachowic (Jurassic and Cretaceous of Bachowice — Western flysch Carpathians). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV. Kraków.

— 1956b. Geology of the Northern Carpathians. — Geol. Rundschau, Bd. 45. Stuttgart.

— 1956c. Zagadnienia stratygrafii Karpat na tle paleogeografii (Problem of the

Carpathian stratigraphy against the palaeogeographic back-ground). — Przegląd Geol. z. 10. Warszawa.
— 1958a. On the Turonian in the Pieniny Klippen Belt. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci., Série chim., géol. et géogr., vol. VI, no. 8. Varsovie.
— 1958b. Sedimentation in the Carpathian flysch sea. — Geol. Rundschau, Bd. 47.
— 1959. Geologia dynamiczna. Wyd. Geol. Warszawa.
— 1960. Zarys paleogeografii polskich Karpat fliszowych (Outline of the palaeogeography in the Polish Flysch Carpathians). *W*: Czterdzieści lat Instytutu Geologicznego 1919—1959. Część II (*In*: Forty years of the Geological Institute 1919—1959, Part II). — Prace I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. XXX. Warszawa.
KUENEN PH. & TEN HAAF E. 1956. Graded bedding in limestones. — Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., Ser. B, vol. 59, 314-317. Amsterdam.
KUŠIK R. 1959. Litologia serimentárnych sérii územia Oravic (Zur Lithologie der sedimentären Serien des Gebietes von Oravice). — Geol. Sborn., r. X, č. 1. Bratislava.
KUŹNIAR CZ. 1913. Skały osadowe tatrzańskie (Les roches sedimentaires des Hautes Tatras). — Rozpr. Pol. Akad. Um., t. 53, s. III, t. 13. Kraków.
— 1922. Uralidy w Europie środkowej i północnej (Les Ouralides de l'Europe Septentrionale et Centrale). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. I, z. 4-6. Warszawa.
KUŹNIAR W. 1910. Eocen Tatr i Podhala (L'Éocène dans le Tatra et au Podhale). — Spraw. Kom. Fizjogr. PAU, t. 44, cz. IV. Kraków.
— 1911. W sprawie transgresji eocenu w Tatrach (Sur la transgressivité du Nummulitique dans la Tatra). — Kosmos, t. 36. Lwów.
LEMOINE M. 1953a. Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. — Bull. Soc. Géol. France, (6), vol. III. Paris.
— 1953b. Le problème de la transgression des marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise. — C.-R. Séances. Acad. Sciences. Paris.
— 1954. Sur le problème des rapports entre zone du Briançonnais et schistes lustrés aux latitudes de Briançon et du Queyras. — C.-R. Séances Soc. Géol. France. vol. 4. Paris.
— 1957. Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la hautes vallée de l'Ubaye (Basse-Alpes). — Ibidem.
— 1960a. Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone briançonnaise. Ibidem, vol. 5.
— 1960b. Esquisse d'une représentation de la paleogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (transversales au Briançon et du Queyras). — Ibidem.
LIMANOWSKI M. 1901. Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach pratatrzańskich Faune de Werfen dans les Tatras. (Les ilots de Tatra à l'époque triassique). — Kosmos, t. 26. Lwów.
— 1903. — Perm i trias lądowy w Tatrach. Nakł. Pol. Akad. Um. Kraków.
— 1904a. Wycieczka w Tatry i Pieniny (IX Międzynarodowy Kongres Geologiczny w 1903 r.). — Pam. Tow. Tatrz., t. 25. Kraków.
— 1904b. Odkrycie płatu dolnotatrzańskiego w paśmie Czerwonych Wierchów na Gładkim (Sur la découverte d'un lambeau de Gładkie — monts Tatra). — Rozpr. Pol. Akad. Um., t. 44. Kraków.
— 1905. Rzut oka na architekturę Karpat (Aperçu général de l'architecture des Carpathes). — Kosmos, t. 30. Lwów.
— 1910a. Czy eocen w Tatrach transgreduje na miejscu, czy został przywleczony

z dala? (Le Nummulitique du Tatra est-il autochton ou charrié?). — Ibidem, t. 35.
— 1910b. Problem Turni Myślenickich. — Pam. Tow. Tatrz., t. 31. Kraków.
— 1911a. Geologiczne przekroje przez wielki fałd Czerwonych Wierchów między doliną Suchej Wody a Chochołowską w Tatrach (Coupes géologiques par le grand pli couché de Montagnes Rouges entre la vallée de la Sucha Woda et la vallée Chochołowska). — Rozpr. Pol. Akad. Um. 51, t. 11. Kraków.
— 1911b. Odpowiedź p. W. Kuźniarowi „W sprawie tektoniki reglowej i transgresji eoceńskiej". — Kosmos, t. 36. Lwów.
— 1912. Tektonika Tatr. Geografia fizyczna ziem polskich. — Encykl. Pol. Akad. Um., t. 1. Kraków.
— 1922. O krzyżowaniu się łańcuchów Europy Środkowej w Polsce i o liniach anagogicznych biegnących pod tymi łańcuchami (Sur le croisement des chaînes de l'Europe centrale en Pologne et sur les lignes anagogiques des ces chaînes). — Spraw. P.I.G. (Bull. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. I, z. 3-6. Warszawa.
LOMBARD A. 1940. Remarques sur la notion de la tectonique d'écoulement. — C.-R. Soc. phys. et Hist. nat. de Genève, t. 57, no. 2. Genève.
LUGEON M. 1896. La région de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie). — Bull. Serv. Carte Géol. France, t. VII, no. 49. Paris.
— 1903. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. — Bull. Soc. vaudoise Sci. nat., vol. 39. Lausanne.
— 1941. Une hypothèse sur l'origine du Jura. — Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, no. 73. Lausanne.
LUGEON M. & GAGNEBIN E. 1941. Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. — Ibidem, no. 72.
MAHEL M. 1959a. Nová jednotka v Západných Karpatoch (Eine neue Einheit in der Westkarpaten). — Geol. Práce, zoš. 51. Bratislava.
— 1959b. Nové členenie a pohlád na historicko-geologický vývin mezozoika Centrálnych Karpát (Neue Gliederung und neuer Blick auf die historisch-geologische Entwicklung des Mesozoikums in der Zentralkarpathen). — Ibidem, zoš. 55.
MAPA Geologiczna Tatr Polskich 1 : 10000. 1958-1961. Wyd. Geol. Warszawa.
MATĚJKA A. & ANDRUSOV D. 1931. Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et de régions avoisinantes. Guide des Excursions dans les Carpathes Occidentales. — Knih. Stát. Geol. Úst. Č.S.R., sv. 13, A. Praha.
MICHALIK A. 1951a. Brzeżna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Kosistej (Okrainnaja zona kristalličeskogo massiva Tatr v rajonie Kosistoj). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 61. Warszawa.
— 1951b. Stosunek granitu do pokrywy łupków krystalicznych w Tatrach (Relation of the granite to the crystalline schists cover in the Tatra Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. II/4. Warszawa.
— 1952. Cios krystaliniku Tatr polskich oraz towarzyszące mu przemiany hydrotermalne (Diaclases du massif cristallin de Tatra Polonais et changements hydrotermaux qui l'accompagnent). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 84. Warszawa.
— 1955. Tektonika serii wierchowej na obszarze Liliowego i Małej Koszystej (Tectonique de la série hauttatrique dans la région de Liliowe et de la Mała Koszysta). *W*: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu, t. II (*In*: From geological researches in the Tatras and in Podhale, v. II). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 96. Warszawa.

— 1956. W sprawie genezy „zlepieńca koperszadzkiego" w Tatrach (Sur la genèse du „conglomérat de Koperszady" dans la Tatra). W: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu, t. III (*In*: From geological researches in the Tatra and in Podhale, v. III). — Ibidem.

MIŠIK M. 1957. Litologický profil maninskou sériou (Das litologische Profil durch die Maninserie). — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, vol. VIII, no. 2. Bratislava.

MŁODZIEJOWSKI J. 1932. Rola kwarcytów permo-triasowych w krajobrazie tatrzańskim (Sur l'importance des quartzites permo-triassiques dans le paysage de Monte Tatra). — Kosmos, t. 57. Lwów.

MORET L. 1954. Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises. — Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, t. 31. Grenoble.

NECHAY W. 1930. Z petrografii trzonu krystalicznego Tatr (Contribution's l'étude pétrographique du massif cristallin de la Tatra). — Ibidem, t. 54.

NEUMAYR M. 1912. Dzieje Ziemi. T. I. Opracowanie V. Uhliga, redakcja J. Morozewicza, dopełnienia M. Limanowskiego. Kasa Mianowskiego. Warszawa.

NOSZKY J. 1959. Die jurassischen Bildungen Ungarns. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

NOWAK J. 1929. Zarys tektoniki Polski. — Pam. II Zj. Słow. Geogr. i Etnogr. Kraków.

PANTÓ G. 1959. Der mesozoische Magmatismus in Ungarn. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

PASSENDORFER E. 1921. Kreda serii wierchowej w Tatrach (Sur la Crétacé hauttatrique de la Tatra). — Spraw. P.I.G. (Bull. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. I, z. 2 i 3. Warszawa.

— 1922. Urgon w Tatrach (Sur l'Urgonien dans la Tatra). — Ibidem, t. I, s. 4-6.

— 1928. Kimeryd w Tatrach (Le Kimméridgien dans la Tatra). — Ibidem, t. IV, z. 3-4.

— 1930. Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierchowej w Tatrach (Étude stratigraphique et paléontologique du Crétacé de la série hauttatrique dans les Tatras). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. II, z. 4. Warszawa.

— 1931. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w 1931 r. na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach (C.-R. des recherches géologiques effectuées pour la feuille Opoczno et dans la Tatra). — Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), nr 31. Warszawa.

— 1935. Studia nad stratygrafią i paleontologią jury wierchowej w Tatrach, cz. I (Studien über die Stratigraphie und Paleontologie des hochtatrischen Jura in Tatry. Teil I). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XI. Kraków.

— 1938. Studia nad stratygrafią i paleontologią jury wierchowej w Tatrach. Cz. II (Étude sur la stratigraphie et paléontologie du Jurassique hauttatrique dans les Tatras. II). — Prace Zakł. Geol. U.S.B. Wilno.

— 1950. Materiały do geologii Tatr. I. O zlepieńcu koperszadzkim. II. O wapieniu murańskim (Matériaux pour la connaissance de la géologie des Tatras. I. Sur le conglomérat de Koperszady. II. Sur le calcaire de Murań). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XIX. Kraków.

— 1951. Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression Éocène dans le Tatra). — Ibidem, t. XX.

— 1952a. Jak powstały Tatry P. Z.W.N. Warszawa.

— 1952b. O budowie i ruchach skorupy ziemskiej. P.Z.W.N. Warszawa.

— 1957. Zlepieniec koperszadzki, jego geneza i wiek (Le conglomérat de Koper-

szady (Tatra Orientale), sa formation et son âge). — Acta Geol. Pol., vol. VII/2. Warszawa.

— 1958. W sprawie sedymentacji eocenu tatrzańskiego (About sedimentation of the Eocene in the Tatra). — Ibidem, vol. VIII/3.

— 1959a. Rozwój paleogeograficzny Tatr. Przewodnik XXXII Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Tatrach i na Podhalu. Warszawa.

— 1959b. Perm w Tatrach (The Permian in the Tatra Mountains). *W*: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu, t. V (*In*: From geological researches in the Tatra Mts. and in the Podhale Region, v. V). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 149. Warszawa.

— 1959c. Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu (Eocene palaeogeography of the Tatra island). — Ibidem.

— 1961. Rozwój paleogeograficzny Tatr (Développement paléogéographique de la Tatra), — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Sos. Géol. Pol.), t. XXXI. Kraków.

PETKOVIĆ K., MARKOVIĆ B., VESELINOVIĆ D., ANDJELKOVIĆ M., POJOVIĆ D. & PAŠIĆ M. 1959. Das Jugoslavische Mesozoikum. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

Przewodnik XXXII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatrach i na Podhalu. 1959. P.T.G. Warszawa.

RABOWSKI F. 1919. Les rides géanticlinales dans la mer des Préalpes médianes aux temps secondaires. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 59, no. 197. Lausanne.

— 1921. O triasie wierchowym w Tatrach (Sur le Trias hauttatrique de la Tatra). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. I, z. 2 i 3. Warszawa.

— 1922. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1921 w Tatrach, w Niżnich Tatrach, na płycie Muranów i w Pieninach (Compte-rendu des explorations géologiques effectuées en 1921 dans la Tatra, la Basse Tatra, le plateau de Muranów et dans les Pienines). — Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Inst. Géol. Pol.), nr 3. Warszawa.

— 1925a. Budowa pasma wierchowego (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone hauttatrique). — Spraw. P.I.G. (Bull. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. III, z. 1-2. Warszawa.

— 1925b. Wyniki badań geologicznych. wykonanych w r. 1924 w Tatrach i w Pieninach (Sur les resultats des recherches géologiques effectuées en été 1924 dans la Tatra et les Pienines, et conclusions générales). — Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Inst. Géol. Pol.), nr 12. Warszawa.

— 1926. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1925 w Tatrach (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1932 dans la Tatra). — Ibidem, nr 14.

1930a. Rozważania nad budową pasma reglowego w Tatrach (Quelques reflexions sur la tectonique de la Tatra). — Spraw. P.I.G. (Bull. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. V, z. 3-4. Warszawa.

— 1930b. Dyluwialne martwice wapienne w Tatrach (Tufs calcaires quaternaires dans la Tatra). — Pos. Nauk. P.I.G. — (C.-R. Séanc. Inst. Géol. Pol.), nr 27. Warszawa.

— 1930c. Geologia strefy wierchowej w Tatrach między Giewontem a Kopą Magóry (La géologie de la zone hauttatrique entre le Giewont et la Kopa Magóry). — Ibidem.

— 1931a. Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Kondratową (Quatre coupes géologiques entre les vallées de Kościeliska et de Kondratowa dans la Tatra). — Spraw. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VI, z. 4. Warszawa.

— 1931b. Częściowy przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatry. Seria osadowa okolic Doliny Kościeliskiej i Hali Gąsienicowej — Kopy Magóry (Guide partiel de l'excursion de la Société Géologique de Pologne. Série sédimentaire des environs de la Vallée Kościeliska et de Hala Gąsienicowa). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. VII. Kraków.
— 1931c. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1930 w Tatrach (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1930 dans la Tatra). — Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Inst. Géol. Pol.), nr 30. Warszawa.
— 1933a. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1932 w Tatrach (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1932 dans la Tatra). — Ibidem, nr 35.
— 1933b. Spostrzeżenia geologiczne w grupie Osobitej (Observations géologiques dans la groupe de l'Osobita — Tatra Occidentale). — Ibidem.
— 1933c. Spostrzeżenia geologiczne w grupie Osobitej (Sur quelques recherches géologiques dans la groupe de l'Osobita — Tatra Occidentale). — Spraw. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VII, z. 3-4. Warszawa.
— 1938. Uwagi tyczące się tektoniki trzonu krystalicznego Tatr (Quelques reflexions sur la tectonique du socle cristallin de la Tatra). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 4. Warszawa.
— 1939. Jaworzyna i jej zagadnienia geologiczne w nauce polskiej. — Wiad. Muzeum Ziemi, nr 1/2. Warszawa.
— 1954a. Stosunki strukturalne tatrzańskich płaszczowin reglowych na prawym zboczu Doliny Kościeliskiej w okolicy Upłazu Miętusiego i ich znaczenie (Les rapports structuraux entre les nappes subtatriques de la Tatra sur le versant droit de la Vallée Kościeliska aux environs de l'Upłaz Miętusi et leur signification). *W*: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, w Pieninach i na Podhalu, t. I (*In*: Recherches géologiques exécutées dans la Tatra, Pienines et en Podhale, v. I). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86. Warszawa.
— 1954b. Badania w grupie Kominów Tylkowych, wykonane w r. 1938 (Recherches géologiques de la région de Kominy Tylkowe dans la Tatra, exécutées en 1938). — Ibidem.
— 1955. Mapa geologiczna serii wierchowej Tatr Polskich 1 : 20000. Wyd. Geol. Warszawa.
— 1959. Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich (High-Tatric series in the West Tatra Mts.). Opracował i przygotował do druku Z. Kotański pod redakcją S. Sokołowskiego. — Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. XXVII. Warszawa.
RABOWSKI F. & GOETEL W. 1924. O budowie pasma reglowego w Tatrach (La structure de la zone subtatrique). — Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Inst. Géol. Pol.), nr 8. Warszawa.
— 1925. Budowa Tatr. Pasmo reglowe (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtatrique). — Spraw. P.I.G. (Bull. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. III, z. 1-3. Warszawa.
RACIBORSKI M. 1890. Flora retycka w Tatrach. — Rozpr. Pol. Akad. Um., t. 21, s. II, t. 1. Kraków.
RADWAŃSKI A. 1959a. Struktury litoralne w liasie w Dolinie Smytniej (Littoral structures (cliff, clastic dikes and veins, and borings of Potamilla) in the high-tatric Lias). — Acta Geol. Pol., vol. IX/2. Warszawa.
— 1959b. Z badań nad petrografią liasu wierchowego (Researches on petrography of the high-tatric Lias). — Przegląd Geol. nr 8. Warszawa.
RAILEANU G. 1959. Allgemeiner Überblick des Jura der Rumänischen Karpaten. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

Regionalna Geologia Polski 1951. Tom I. Karpaty (praca zbiorowa), z. 1, Stratygrafia. P.T.G. Kraków.

Regionalna Geologia Polski 1953. (Praca zbiorowa). Tom I, z. 2. Tektonika. P.T.G. Kraków.

REMANE J. 1960. Les formations bréchiques dans le Tithonique du sud-est de la France. — Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, t. 36. Grenoble.

ROMER E. 1927. Najstarszy okres lodowy w Tatrach (La plus ancienne période glaciaire de la Tatra). — Pam. II Zj. Słow. Geogr. i Etnogr. Kraków.

— 1929. Tatrzańska epoka lodowa (The Ice age in the Tatra Mts.). — Prace Geograficzne, t. XI. Lwów.

RONIEWICZ P. 1959. Cechy sedymentacyjne seisu wierchowego (Sedimentary characteristics of the high-tatric Seis). — Acta Geol. Pol., vol. IX/2. Warszawa.

RUDNICKI J. 1958. Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej (The genetics of caves in the Lodowe Źródło cavernous system and their relationship with the Kościeliska Valley in the Tatra Mts.). — Ibidem, vol. VIII/2.

— 1961. Eksploracja Jaskini Śnieżnej. — Przegląd Geol. nr 1. Warszawa.

SCHAFFER F. X. 1938. Ein Beispiel zur Theorie des Deckenschubes. — Zbl. Miner., Abt. A. Stuttgart.

SCHALEKOVÁ A. 1959. Girvanely triasu a jury Západných Tatier, Juhoslovenského krasu a Velkej Fatry (Die Girvanellen aus der Trias und dem Jura der West-Tatra, des südslowakischen Karstes und der Grossen Fatra). — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied. r, X, č. 1. Bratislava.

SCHARDT H. 1893. Sur l'origin des Préalpes romandes (zone du Chablais et du Stockhorn). Ecl. Geol. Helv., vol. 4. (Lausanne), Basel.

SCHMIDT E. R. 1959. Geomechanik der Ausbildung der Mesozoischen Kratosynklinalen. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

SCHNEEGANS D. 1938. La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. Mém. Expl. Carte Géol. France. Thèse. Paris.

SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1960. Geologia strefy żegocińskiej (Geology of the Żegocina Zone, Western Flysch Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. IX/4. Warszawa.

SLAVIN V. I. 1959. Das Problem der Zwischengebirge im Gebiete der Alpinen Geosynklinale. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

SOKOŁOWSKI S. 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych (Le géologie de leurs versants méridionaux). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. IV. Warszawa.

— 1954. Kilka nowych spostrzeżeń z geologii pienińskiego pasa skałkowego (Quelques nouvelles observations sur la géologie de la zone des Klippes Piénines). *W*: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, w Pieninach i na Podhalu, t. I (*In*: Recherches géologiques exécutées dans la Tatra, Piénines et en Podhale, v. I). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86. Warszawa.

— 1958. Tatry. Przekroje geologiczne przez Polskę. Wyd. Geol. Warszawa.

— 1959a. Zarys geologii Tatr (Outline of geology of the Tatra Mountains). *W*: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu, t. V (*In*: From geological researches in the Tatra Mts. and in the Podhale Region, v. V). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 149. Warszawa.

— 1959b. Zdjęcie geologiczne strefy eocenu nummulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr Polskich — sprawozdanie wstępne (Geological map of the Nummulitic Eocen Region (Northern margin of the Polish Tatra). Preliminary report). — Ibidem.

— 1960. Badania geologiczne w Tatrach. *W*: Czterdzieści lat Instytutu Geologicznego (*In*: Forty years of activities of the Geological Institute). — Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. XXX, cz. I. Warszawa.

— 1961. Uwagi o wynikach nowych badań nad tektoniką Tatr. — (Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXXI. Kraków.

STILLE H. 1936. Wege und Ergebnisse der geologisch-tektonische Forschungen. — 25 Jahr. Kaiser Wilhelm Ges. Bd. II.

— 1941. Einführung in den Bau Nordamerikas. Bertträger. Berlin.

SZENTES F. 1959. Mesozoische Krustenbewegung in Ungarn. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

TEISSEYRE W. 1922. Prawo korrelacji tektonicznej, jako rys zasadniczy w budowie Karpat oraz gór łańcuchowych w ogólności (La loi de corrélation tectonique et son rôle fondamental dans la structure des Carpathes et de chaîne plissées). — Spraw. P.I.G. (Bull. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. I, z. 4-6. Warszawa.

— 1926. Metoda kryptotektoniki a podłoże Karpat (La méthode de la cryptotectonique et la soubassement des Carpathes). — Kosmos, t. 5, z. 1-4. Lwów.

TETIAEV M. M. 1934. Osnovy geotektoniki. Moskva.

TOŁWIŃSKI K. 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów (The chief tectonic elements of the Carpathian Mts. and the Salide Range). — Acta Geol. Pol., vol. VI/2. Warszawa.

TRÜMPY R. 1957. Quelques problèmes de paléogéographie alpine. — Bull. Soc. Géol. France, vol. VII, no. 6. Paris.

— 1958. Remarks on the pre-orogenic history of the Alps. — Geol. en Mijnbouw, n. ser., vol. 20. Gravenhage.

TURNAU-MORAWSKA M. 1947. Permotrias lądowy Tatr i jego stosunek do trzonu krystalicznego (Permian and Triassic continental facies of Tatra and their relation to the crystalline mass). — Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B, vol. II. Lublin.

— 1953. Kajper tatrzański, jego petrografia i sedymentologia (Tatra Keuper, its petrography and sedimentology). — Acta Geol. Pol., vol. III/1. Warszawa.

— 1955. Uwagi o sedymentacji werfenu tatrzańskiego (Remarks concerning sedimentation of the Werfen Beds in Tatra). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) t. XXIII. Kraków.

— 1957. Petrografia i geneza zlepieńca koperszadzkiego (Sur la pétrographie et la formation du conglomérat de Koperszady). — Ibidem, vol. VII/2.

UHLIG V. 1891. Das Inselgebirge von Rauschenbach (Ergebnisse geologischen Aufnahmen in den Karpathen III Th.). — Jb. Geol. R.-A., Bd. 41. Wien.

— 1897. Geologie des Tatragebirges. I Th. Einleitung und stratigraphischer Theil. — Anz. Akad. Wiss. math. nat. Kl., Bd. 64. Wien.

— 1900. Die Geologie des Tatragebirges. II Th. Tektonik d. Tatragebirges. III Th. Geologisches Geschichte d. Tatragebirges. IV Th. Beiträge zur Oberflächengeologie. — Ibidem, Bd. 68.

— 1907. Ueber die Tektonik der Karpathen. — S.-B. Akad. Wiss. math. — nat. Kl., Bd. 116, Abt. 1. Wien.

— 1911. Tatry. Mapa geologiczna z objaśnieniami polsko-niemieckimi. 1 : 75000. Nakł. Akad. Um., wyd. Mil. Geogr. Inst. Wiedeń.

VADÁSZ E. 1959. Grundfragen des ungarischen Mesozoikums. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

VIALOV O. S. 1959. Das Mesozoikum der Sowjetkarpaten. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

VIGH G. 1959. Faziesprobleme der jurassischen sedimente des Gerecse-Gebirges. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

WEIN G. 1959. Tektonische Ausbildung des ostlichen Mecsek-Gebirges. Konferenz über das Mesozoikum. Budapest.

WÓJCIK Z. 1959. Serie wierchowe południowych zboczy Bobrowca (High-tatric series in the south side of Mt. Bobrowiec — Western Tatra Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. IX/2. Warszawa.

— 1960. Allochtoniczne żwirowiska jaskiń tatrzańskich (Graviers allochtones des cavernes des Tatras). Ibidem, vol. X/3.

WÓJCIK Z. & ZWOLIŃSKI S. 1959. Młode przesunięcia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich (Young tectonic displacement in the Tatra caves). — Ibidem, vol. IX/2.

WYCZÓŁKOWSKI J. 1956. Z badań litologicznych nad utworami eoceńskimi Doliny Kościeliskiej w Tatrach (About some lithological investigations on the Eocene deposits of the Kościeliska Valley in the Tatra Mts.). *W*: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, t. III (*In*: From geological researches in the Tatra Mts., v. III). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 109. Warszawa.

ZAPFE H. 1959. Faziesfrage des nordalpinen Mesozoikums. — Verh. Geol. Bundesanstalt. H. 1. Wien.

TREŚĆ

З. КОТАНЬСКИ

ТЕКТОГЕНЕЗ И ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ВЕРХНЕТАТРАНСКОГО ПОЯСА В ТАТРАХ

(Резюме)

После критического обзора существовавших доныне взглядов на возникновение верхнетатранского пояса, автор обсуждает тектогенез этого пояса в увязке с теорией тектоники гравитационного оползания (tectonique d'écoulement par gravité). Лонгитудинальные и трансверсальные ундулации автохтонного сооружения Татр возникали в субгерцинской (догозавской) фазе складчатости.

В трансверсальную депрессию сползли крупные верхнетатранские складки, перекрытые позже субтатранскими покровами, которые достигли района Татр, уносимые мигрирующий к северу волной вздутия (onde d'intumescence) (табл. I - III). Все эти процессы имели поверхностный характер. На многочисленных тектонических разрезах (табл. IV - VII) дается детальный анализ строения верхнетатранского сооружения, причем были выделены новые структурные и тектонические элементы, которые либо вовсе не были известны ранее, либо получили новую тектоническую интерпретацию (Часть I и II).

Из тектонических разрезов следует, что фациальная дифференциация верхнетатранской серии очень значительна, что послужило основой для выделения ряда новых верхнетатранских серий в новом, более узком значении. Критерий выделения этих серий опирается на характере отношения юры к триасу. Эти серии были детально охарактеризованы и были произведены их образцовые профили, причем в этом анализе учтены также значительные разницы мощностей (табл. VIII - IX и фиг. 1). Детальные замеры произведенные на разрезах стали основой для восстановления географического положения отдельных серий в седиментационном бассейне, что представлено на карте (табл. X).

На основе проведенной реконструкции географического положения отдельных серий в седиментационном бассейне обсуждается палеогеографическое развитие верхнетатранской геосинклинали, представленное на картах (фиг. 2 - 10) и на схематическом разрезе (табл. XI). Это была миогеосинклиналь, причем можно различить ряд фаз в процессе ее развития (парагеосинклинальная, интрагеоантиклинальная, пелагическая и батиальная фазы).

Детально обсуждается проблема возникновения, индивидуализации и дифференциации верхнетатранской интрагеоантиклинали на борозды и валы, причем приводятся их действительные размеры. Был решен в отрицательном смысле вопрос эмбриональной тектоники в Татрах, а в положительном — вопрос инверсии одних и персистенции других валов и борозд в интрагеоантиклинали (Часть III).

Z. KOTAŃSKI

TECTOGENESE ET RECONSTITUTION DE LA PALEOGEOGRAPHIE DE LA ZONE HAUT-TATRIQUE DANS LES TATRAS

(Résumé)

SOMMAIRE: Apres avoir fait une revue critique des opinions émises jusqu'à présent sur la formation de la zone haut-tatrique dans les Tatras, l'auteur discute la tectogénèse de cette zone en liaison avec la théorie de l'écoulement par gravité. Les ondulations longitudinales et transversales de l'édifice autochtone des Tatras se sont formées dans la phase subhercynienne (anté-Gosau) des mouvements. Les grands plis haut-tatriques se sont écoulés dans les dépressions transversales et ont été ensuite recouverts par les nappes subtatriques transportées dans la région des Tatras par les ondes d'intumescence migrant vers le nord. Tous ces processus avaient un caractère superficiel. La structure de l'édifice haut-tatrique a été analysé en détail sur les coupes tectoniques détaillées et on a distingué de nouvelles unités tectoniques et structurales — auparavant entièrement inconnues ou bien ayant une autre interprétation tectonique (I-e et II-e parties). Il résulte des coupes tectoniques que la différenciation du faciès de la série haut-tatrique est très prononcée, ce qui a servi à distinguer plusieurs nouvelles séries haut-tatriques dans une conception nouvelle, plus limitée. Le critère de la distinction de ces séries a été basé sur le caractère du rapport du Jurassique au Trias. Ces séries ont été exactement caractérisées et leurs profils typiques etablis; dans cette analyse on a tenu compte également des différences sensibles de puissance. Les mesurages détaillés effectués sur les coupes ont servi de base à la reconstitution géographique des différentes séries dans le bassin sédimentaire, ce qui a été presenté sur une carte (III-e partie). Sur la base de la reconstitution de la situation primitive des différentes séries dans le bassin sédimentaire le développement paléogéographique et tectonique du géosynclinal haut-tatrique a été débattu. C'était un miogéosynclinal où l'on pouvait distinguer plusieurs phases de développement (phase parageosynclinale, intragéoanticlinale, pélagique et batiale). Le problème de la formation, de l'individualisation et de la différenciation de l'intragéoanticlinal haut-tatrique en rides et sillons a été analysé en détail et on a établi leurs dimensions réelles. On a résolu dans le sens négatif le probléme de la tectonique embryonnaire dans les Tatras et dans le sens positif, la question de l'inversion des certains rides et sillons dans l'intragéoanticlinal et de la persistance d'autres.

Avant-propos

Le massif tatrique appartient aux montagnes les mieux connues en Europe. La carte géologique des Tatras Polonaises à l'échelle 1 : 10 000 composée de nombreuses feuilles est actuellement en parution successive.

On distingue dans les Tatras deux séries du même âge, mais de faciès différent — la série subtatrique intragéosynclinale et la série haut-tatrique intragéoanticlinale. La série haut-tatrique est la mieux connue surtout grâce aux travaux de F. Rabowski dont les manuscrits ont été publiés récemment (1959). Les études d'après guerre ont complété celles

de Rabowski et ont posé de nouveaux problèmes paléogéographiques et tectoniques.

Tous ces travaux autorisent à poser le problème fondamental, celui de la tectogénèse et de la reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras. Il s'agit ici du déplissement des plis haut-tatriques et de la mise en place des séries haut-tatriques dans leur position primitive dans le bassin sédimentaire. Cela permettra d'étudier les problèmes paléogéographiques sur la carte, donc d'une manière plus concrète qu'on ne le faisait jusqu'à présent.

C'est à ce problème qu'a été consacré le présent travail. En m'occupant de plus près de ce problème j'ai pu constater que beaucoup de questions tectoniques et paléogéographiques ne sont pas encore résolues ou bien étaient présentées à la lumière de théories désactualisées. J'ai donc entrepris l'essai de présenter d'une nouvelle manière les problèmes de la tectogénèse et de la paléogéographie de la zone haut-tatrique.

Je tiens à exprimer ici ma profonde reconnaissance à M. le Professeur Edward Passendorfer, qui m'a prodigué de précieux conseils et indications au cours de mon travail et a facilité sa prompte parution. Dans de nombreuses discussions, parfois très animées, traitant des sujets abordés dans ce travail, il tempérait souvent mon imagination géologique par trop exubérante, et mes énonciations polémiques trop virulentes, ramenant toujours les considérations dans le cadre de faits réels. C'est à lui que je dois également d'avoir pu parcourir la France, lorsque déjà j'élaborais ma thèse d'agrégation.

Pendant mon séjour en France il m'a été donné de discuter avec les géologues français de nombreux problèmes importants pour la géologie des Tatras. Je tiens à remercier M. le Doyen de la Faculté des Sciences, M. le Professeur L. Moret pour son accueil bienveillant au Laboratoire de Géologie à Grenoble et en particulier MM. les Professeurs R. Michel et J. Debelmas ainsi que MM. les Professeurs M. Lemoine et F. Ellenberger qui ont eu avec moi de nombreuses discussions et m'ont fait prendre connaissance des problèmes de la géologie alpine au cours de nombreuses excursions que j'ai faites avec eux. Ce fut là une contribution indubitable enrichissant les problèmes débattus dans le présent travail.

I-e partie

Tectogénèse de la zone haut-tatrique dans les Tatras

REVUE CRITIQUE DES OPINIONS EMISES JUSQU'A PRESENT SUR LA FORMATION DE LA ZONE HAUT-TATRIQUE

La série haut-tatrique subissait des mouvements orogéniques très différenciés qui ont abouti à la formation de sa structure actuelle. Ces mouvements se succèdaient en de nombreuses phases provoquant la formation de structures toujours plus complexes. C'est pourquoi il est fondamental d'établir la succession des mouvements — des plus anciens aux plus récents.

SUCCESSION DES MOUVEMENTS ET LEUR MECANISME

La succession des mouvements peut être établie à la base de faits, tels que: la superposition des unités tectoniques, leur rabotage et l'ondulation des surfaces de chevauchement. Cela dépend toutefois dans une grande mesure de notre conception du mécanisme de ces mouvements.

M. Limanowski (1911a) admettait que la charnière frontale du „grand pli de Czerwone Wierchy" doit sa formation à l'écoulement par gravité et que cela s'effectuait déjà sous la couverture de la nappe subtatrique, à la suite de l'élévation de l'anticlinal longitudinal du substratum, qui formait une flexure sur la ligne Małołączniak-Myślenickie Turnie. La surrection de cet anticlinal était en même temps la cause de la formation de digitations subtatriques. Plus tard, à cause de la formation d'élévations et de dépressions transversales, des décollements et des glissements ont eu lieu dans la charnière synclinale de la digitation du nord. Les écoulements ultérieurs par gravité ont eu lieu, d'après lui, après l'Eocène (1910, 1912).

Dans les idées de M. Limanowski il convient de souligner le fait qu'il attribuait une grande importance aux glissements par gravité qui se sont produits sur la surface inclinée du subtratum. Ces opinions se rapprochent déjà beaucoup des conceptions les plus récentes sur la tectonique d'écoulement par gravité de l'école française. Ce n'était pas cependant dans sa conception un écoulement à la surface, mais au fond — sous la couverture des masses subtatriques.

B. Świderski (1922) conçoit différemment la succession des mouvements dans les Tatras. Selon lui, les premiers paroxysmes des mouvements mésozoïques ont plissé la couverture sédimentaire avec l'ancien

massif hercynien en plusieurs anticlinaux vastes et réguliers, à direction SSW-NNE. Plus tard, avant l'Eocène, le charriage de la nappe subtatrique sur ce massif plissé a provoqué le plissement secondaire du „grand pli de Czerwone Wierchy" vers le N, obliquement aux plis autochtones. Grâce aux dépressions et élévations transversales qui existaient déjà alors et grâce au charriage des masses subtatriques, ce pli a été étiré sur les élévations et s'est développé dans les depressions. A la fin, la charnière frontale du grand pli s'adaptant à l'inégalité du substratum autochtone a glissé sur la pente nord de l'anticlinal autochtone de l'Ornak, donnant naissance à la flexure bordière (comprise ici sans doute comme flexure par rapport aux nappes subtatriques).

Il s'avère que les opinions de B. Świderski, qui n'ont pas provoquées un plus grand intérêt des savants qui suivirent, sont aujourd'hui d'une haute actualité.

Les nouveaux faits concernant la succession des mouvements et leur caractère ont été présentés par F. Rabowski (1922, 1925a, b, 1931a, 1959). Selon lui, l'autochtone haut-tatrique se plissait indépendamment des nappes subtatriques et sans être couvert par ces dernières. Par contre, sous la poussée des masses subtatriques qui avançaient successivement, se formaient du nord vers le sud des anticlinaux du substratum cristallin sur lesquels se plissaient les sédiments. Les plis haut-tatriques sur les deux anticlinaux du sud, se sont formés un peu plus tard que les deux anticlinaux du substratum situés plus au nord. Il devait exister déjà alors un massif tatrique élevé, car les deux plis haut-tatriques glissent nettement vers le nord. F. Rabowski remarque cependant que l'inclinaison primitive du substratum et des plis vers le nord était moins abrupte, car leur inclinaison d'aujourd'hui est due pour une grande part à l'élévation post-éocène. Lui aussi, comme M. Limanowski, (1910a) et B. Świderski (1922), attire l'attention sur la possibilité que déjà après l'élévation de tout l'édifice et l'inclinaison abrupte des plis après l'Eocène, ceux-ci pouvaient glisser par gravité vers le nord.

Le pli de Czerwone Wierchy a été charrié le premier rompant la liaison avec la charnière radicale; le noyau anticlinal s'étant détaché par étranglement du flanc inférieur broyé (1959, fig. 38), à cette occasion de nombreuses digitations secondaires se sont formées. Ce mouvement a embrassé également les masses cristallines, qui cependant sont restées loin en arrière. Le pli du Giewont s'est formé sous l'influence du recourbement vers le nord du flanc supérieur du pli de Czerwone Wierchy provoqué par la pression de la masse cristalline avançant du sud. Il se plissait en plusieurs phases — dans la première il a passé au dessus du pli de Czerwone Wierchy se décollant de son noyau cristallin. Ensuite

les deux plis se plissaient harmonieusement et ce n'est que plus tard que les parties du pli du Giewont restées en arrière et surtout son noyau cristallin se sont avancées rabotant leur substratum. Cette phase des mouvements avait lieu déjà sous le poids des nappes subtatriques s'avançant vers le nord et qui dans la région de Przełęcz Siwarowa replissées avec le pli du Giewont et pour la plupart, après avoir raboté les masses haut-tatriques — le pli du Giewont et de Czerwone Wierchy ensemble et même l'autochtone, cnt abouti à la compensation de l'épaisseur générale de la couverture haut-tatrique. Selon F. Rabowski et W. Goetel (1924) les masses subtatriques au sud de Zakopane se sont accumulées dans la dépression transversale de Goryczkowa. On retrouve cette conception dans l'ouvrage de W. Goetel et de S. Sokołowski (1930) qui ont précisé le rapport des masses subtatriques à cette dépression. Le charriage des nappes subtatriques a été suivi selon F. Rabowski (1931a, c), par la surrection de la chaîne tatrique provoquant notamment la déformation de la surface de chevauchement du noyau cristallin du pli du Giewont et le recourbement des nappes subtatriques situées plus haut en concordance avec la surface structurale des masses haut-tatriques. La surrection provoquée après l'Eocène a abouti à l'inclinaison plus abrupte des plis, à leur glissement par gravité (idée adoptée d'après M. Limanowski) et à la déformation en coupole de la couverture éocène. Il convient de souligner qu'aussi bien B. Świderski que F. Rabowski admettaient comme fait irréfutable le plissement autonome de la couverture haut-tatrique sans nappes subtatriques sous l'influence d'impulsion venant du fond: ce n'est que plus tard que des pressions et des déformations de la part des masses subtatriques se sont jointes à ce plissement.

Aussi bien eux que M. Limanowski admettent que les masses subtatriques ont pénétré dans les Tatras sous l'influence de poussées tangentielles au moment où existait déjà une certaine élévation des Tatras; ayant franchi cette élévation les masses glissaient par gravité vers le nord. Selon M. Limanowski la principale phase des glissements a eu lieu cependant déjà après le charriage des nappes subtatriques sur les masses haut-tatriques plissées. Par contre F. Rabowski a démontré qu'il existait des phases successives aussi bien de la surrection du subtatrum et du plissement des sédiments haut-tatriques que du charriage des nappes subtatriques et du glissement des deux masses sur l'édifice tatrique en surrection.

S. Sokołowski et W. Goetel (1930) admettent que le principal plissement des masses haut-tatriques s'est produit sous la pression des nappes

subtatriques. Par contre, la digitation des masses subtatriques n'a eu lieu, selon aux, qu'à la suite de l'arrêt de la nappe ce qui s'est produit à cause de l'accumulation de ces masses de tous les côtés dans la dépression de Goryczkowa.

B. Halicki (1954) a admis tout à fait nettement que les masses subtatriques s'écoulaient par gravité. Après avoir surmonté l'obstacle que constituait le massif tatrique s'élevant — selon lui progressivement, les nappes subtatriques se sont écoulées en cascades dans la fosse subtatrique partiellemont seulement remplie par les parties frontales des plis haut-tatriques. On observe — selon lui — des accumulations par gravité particulièrement fortes dans les dépressions du substratum.

D. Andrusov (1959) n'attribue pas de plus grande importance aux glissements par gravité dans la formation des plis haut-tatriques et des digitations subtatriques, car à l'époque du plissement crétacé pendant le charriage des nappes le massif tatrique ne formait pas encore — selon lui — de bombement net. Il estime que ce bombement se dessinait cependant assez clairement pour constituer un certain obstacle au charriage des nappes subtatriques. Cela est prouvé en premier lieu par l'absence de couvertures haut-tatriques du côté sud de nombreux massifs des Karpathes Centrales. Sous ce rapport D. Andrusov est donc d'accord avec les opinions de S. Sokołowski (1959a). Il présente par contre la succession des mouvements pareillement comme Świderski et Rabowski. Dans la première étape des mouvements crétacés les plis haut-tatriques ont commencé, selon lui, à se former spontanément sans être recouverts: ils n'avaient cependant pas encore le caractère de glissement par gravité car le bombement des Tatras était encore alors trop petit. Ensuite la nappe subtatrique inférieure, s'avançait du sud et a raboté une partie de la couverture haut-tatrique normale, surtout sur les élévations et provoqué de puissants laminages de la série haut-tatrique. Un peu plus tard a été charriée la nappe de Chocz provoquant aussi de puissants laminages. Sous son influence les masses digitées de la nappe subtatrique inférieure se sont accumulées sur la pente nord de la légère élévation des Tatras. D. Andrusov regarde comme causes de la formation des nappes dans les Tatras les poussées tangentielles seulement.

La discussion des opinions concernant la succession des mouvements dans les Tatras et leur mécanisme ne serait pas complète si nous n'abordions pas le problème de l'âge des ondulations transversales et longitudinales ainsi que la question de l'existence ou de l'absence des périodes des érosions séparant les différentes étapes de chevauchement (Reliefüberschiebung).

DÉPRESSIONS ET ÉLÉVATIONS DE L'ÉDIFICE TATRIQUE

Ondulations transversales

En plus des nappes et des plis à pendage nord les dépressions et élévations transversales jouent un grand rôle dans l'édifice tatrique (cf. tabl. I et II). V. Uhlig avait déjà signalé leur présence (1897). C'est cependant M. Limanowski (1911a) qui a le premier souligné leur importance dans la tectonique des Tatras.

Le nombre des dépressions et élévations distinguées ainsi que leur nomenclature variaient selon le degré de la connaissance de la stratigraphie et de la tectonique des Tatras. Ainsi p. ex. l'élévation de Czerwone Wierchy distinguée d'abord par Limanowski a cessé d'être actuelle après la découverte par F. Rabowski (1925) du pli haut-tatrique inférieur — le pli de Czerwone Wierchy. Dans les derniers ouvrages synthétiques S. Sokołowski (1959a, 1961) distingue les ondulations transversales suivantes: l'élévation de Salatyński, la dépression de Goryczkowa, l'élévation de Koszysta, la dépression de Szeroka Jaworzyńska et l'élévation de Jagnięcy.

On parle généralement des élévations et dépressions du noyau cristallin des Tatras, car sur les élévations le noyau s'avance vers le nord et dans les dépressions il recule vers le sud. Une telle conception menait à des malentendus, car p. ex. A. Michalik (1952a, 1953) s'est mis à parler des élévations et dépressions du noyau cristallin, comprenant sous ce terme les structures hercyniennes.

Le problème de l'âge des ondulations transversales n'a pas été jusqu'à présent résolu définitivement. Il était certain seulement que ce sont des structures pré-éocènes (Uhlig 1897, Limanowski 1910, Kuźniar 1910).

Les géologues diffèrent cependant lorsqu'il s'agit de préciser plus exactement leur âge. M. Limanowski (1910a) prétendait qu'elles se sont formées après le charriage des nappes subtatriques. Plus tard (1912) il supposait que les élévations et dépressions transversales se sont formées après le plissement de la série haut-tatrique mais avant le charriage subtatrique. De même F. Rabowski (1925) et après lui S. Sokołowski (1959a, 1960) et D. Andrusov (1959a) considéraient que les ondulations transversales se sont formées après le plissement de la série haut-tatrique ou au cours de celui-ci. Par contre B. Świderski (1922) et D. Andrusov (1959a) ont émis l'hypothèse que les dépressions et élévations ont pu se former avant encore la formation des plis haut-tatriques et bien entendu subtatriques. Cette dernière possibilité a été adoptée par l'auteur.

Ce que nous imaginons sur l'extension des plis haut-tatriques se lie également avec l'âge des ondulations transversales. Jusqu'à présent on admettait généralement que les plis haut-tatriques se sont formés

sur tout le bord du nord des Tatras et ont ensuite été ondulés avec tout leur substratum. Cela menait en conclusion à schématiser la tectonique de la zone haut-tatrique dans les Tatras sur toute sa longueur et à rechercher partout les deux plis haut-tatriques distingués dans la dépression de Goryczkowa (Limanowski 1912, Rabowski 1925, 1931a, Michalik 1953. 1955, Sokołowski 1959a).

La situation change complètement si l'on admet, que les plis haut-tatriques se formaient seulement dans les dépressions transversales s'écoulant par gravité des élévations voisines. L'adoption de cette théorie qui a d'ailleurs d'anciennes traditions dans les Tatras rend clair qu'on peut attribuer d'importants effets à l'érosion subaérale qui pouvait exister entre les différentes phases des mouvements et des charriages. La théorie de la Reliefüberschiebung était avancée depuis longtemps déjà dans les Karpathes Centrales et était appliquée dans les Tatras (Limanowski 1912, Spengler 1937, Sokołowski 1948), cependant sans motivation théorique et effective suffisante.

Ondulations longitudinales

Jusqu'à présent on s'est occupé des ondulations longitudinales beaucoup moins que des ondulations transversales. Tous les auteurs s'occupant de la succession des mouvements et de leur mécanisme admettaient en principe l'existence de la grande élévation longitudinale des Tatras. C'est cette intumescence tatrique dont la présence dans la première phase des mouvements est indispensable pour la compréhension de l'accumulation des plis haut-tatriques sur le côté nord des Tatras et de la formation de la digitation de la nappe subtatrique inférieure.

Les notions fondamentales, actuelles jusqu'à présent ont été formulées par B. Świderski (1922). Selon lui les premiers paroxysmes des mouvements mésozoïques ont plissé la couverture sédimentaire en plusieurs anticlinaux amples et réguliers. Ce sont les plis autochtones de Świderski. Le pli autochtone le plus avancé vers le sud a donné plus tard naissance au „grand pli de Czerwone Wierchy". Rabowski (1925) a adopté l'idée des plis anticlinaux de Świderski, qui se sont formés selon lui successivement du nord vers le sud (?) sous la poussée des masses subtatriques charriées.

L'intumescence tatrique était limitée au nord par la grande flexure bordière, dont l'existence est admise par Limanowski (1912) et F. Rabowski (1925).

L'intumescence tatrique est selon E. Spengler (1937) une des élé-

vations longitudinales parallèles qui se sont formées dans les Karpathes Centrales après la régression de la mer crétacée.

Conformément aux opinions de nombreux géologues les grandes structures longitudinales étaient antérieures aux ondulations transversales.

ÂGE DES PLISSEMENTS ET DES CHARRIAGES DANS LES KARPATHES CENTRALES

OUVEMENTS OROGENIQUES SUBHERCYNIENS
(anté-Gosau)

L'établissement de l'âge des plissements et des charriages dans les Karpathes Centrales dépend de la précision de l'âge des couches les plus jeunes subissant ces mouvements et des sédiments les plus anciens reposant en transgression sur l'édifice plissé des Karpathes Centrales.

L'établissement précis de l'âge de ces mouvements est en général très difficile vu que les couches plus jeunes que l'Albien font défaut ou bien sont très limitées dans les séries subtatriques et haut-tatriques. Les sédiments provenant de la transgression crétacée supérieure sont également très rares. Pour ces raisons justement et se basant en premier lieu sur les faits constatés dans les Tatras où l'âge des termes les plus jeunes du Crétacé haut-tatrique a été fixé par E. Passendorfer (1930) à l'Albien supérieur, les géologues des Tatras considèrent en géneral que ces mouvements avaient lieu après l'Albien supérieur et avant l'Eocène moyen (Passendorfer 1951, Sokołowski 1959a, b, 1960a, b).

Etant donné la difficulté de préciser exactement l'âge des charriages dans les Tatras, les opinions sur l'âge des charriages dans la zone de Klippes de Pieniny ont joué un grand rôle dans la formulation des opinions sur cette question. Puisque, il n'y a pas longtemps encore on y distinguait une phase spéciale de Pieniny de ces mouvements après l'Aptien et avant l'Albien (Andrusov 1931, Matejka et Andrusov 1931) les géologues des Tatras admettaient généralement que les charriages dans les Tatras avaient lieu immédiatement après l'Albien (mouvements postalbiens du Crétacé moyen). Après que K. Birkenmajer (1953 a, b. 1954) et S. Sokołowski (1954) aient prouvé que la phase de Pieniny n'existe pas en général, la définition exacte de l'âge des charriages ne dépendait plus de l'établissement de l'âge des termes supérieurs des séries de Pieniny. Tout d'abord on considérait que le Cénomanien est le terme plissé le plus jeune des séries de Pieniny, à la suite de quoi K. Birkenmajer (1953a) a avancé l'opinion, que les charriages dans les Pieniny et les Tatras ont eu lieu simultanément, directement après le Cénomanien. Bientôt cependant l'âge des sédiments les plus jeunes des séries

de Pieniny a été avancé par M. Książkiewicz (1958) au Turonien supérieur ou même au Coniacien inférieur. On sait depuis longtemps que sur les séries plissées et dénudées de Pieniny reposent en discordance les conglomérats de Upohlavy composés de galets de la série dite exotique (Andrusov 1938) et renfermant des lentilles avec de la faune du Sénonien moyen (Andrusov 1959b). Les nappes dans la Zone de Klippes de Pieniny se sont donc formées dans la phase subhercynienne (Matějka et Andrusov 1931, Birkenmajer 1933b, 1958a, Andrusov 1959b), allant du Coniacien supérieur (Emschérien) au Santonien inférieur. Cette phase des charriages se bornait selon Birkenmajer à la seule Zone de Klippes de Pieniny. Les plis haut-tatriques ainsi que les nappes subtatriques des Karpathes Centrales (et notamment des Tatras) ne se sont formés, selon lui que dans la phase laramienne. Cette conclusion était basée cependant sur les opinions déjà désactualisées de Matějka et Andrusov sur l'âge laramien des nappes de la Slovaquie centrale et le charriage postsénonien de la série haut-tatrique de Manin et des nappes subtatriques sur la zone de Klippes dans la vallée du Wag.

Dans les dernières années des nouvelles découvertes ont été faites en Slovaquie qui ont permis de préciser beaucoup plus exactement l'âge des plissements et charriages dans les Karpathes Centrales.

La sédimentation mésozoïque géosynclinale dans la zone subtatrique s'est terminée, selon Andrusov (1959b) dans le Cénomanien. Le Cénomanien subtatrique, qui était connu déjà précédement (Matějka et Andrusov 1931) des parties plus intérieures des Karpathes Slovaques, a été dernièrement découvert dans la nappe subtatrique inférieure de la zone tatrique (Kantorova et Andrusov 1958). Ces auteurs déduisent de ce fait que le charriage des nappes subtatriques a commencé après le Cénomanien et peut-être après le Turonien comme cela avait eu lieu dans la zone de Klippes de Pieniny. Les couches haut-tatriques les plus jeunes de la série de Manin appartiennent au Cénomanien et même au Turonien inférieur (Andrusov 1938, 1953, 1959b, Kantorova et Andrusov 1958). Les termes les plus jeunes du Crétacé haut-tatrique dans les Tatras appartiennent, selon E. Passendorfer à l'Albien supérieur (1930) ou au Vraconien (1959a). Selon R. Kušik (1959) les couches supérieures du Crétacé dans le massif d'Osobita appartiennent à l'Albien-Cénomanien et contiennent *Rotalipora appenninica et Praeglobotruncana delrioensis*. Les termes supérieurs de Cénomanien et même du Turonien pouvaient aussi se déposer dans ces parties de la série haut-tatrique, mais ils ont été ensuite eliminés par l'érosion ou laminés.

La transgression du Sénonien inférieur sur une des nappes subtatriques supérieures dans les Petites Karpathes est connue depuis longtemps déjà (Andrusov 1930), à la suite de quoi l'âge subhercynien de la

formation des nappes subtatriques en Slovaquie Occidentale n'éveillait pas de doutes. Dernièrement J. Bystrický (1959) a trouvé des calcaires à Rudistes aussi en Slovaquie Centrale — dans la partie supérieure de la vallée du Hron. Ils reposent ici sur différents termes du Trias et du Lias du plateau de Murań (nappe de Chocz) charrié sur la série tatrique métamorphique de Kralova Hola. Il est donc clair qu'ici aussi les grands charriages se sont produits dans la phase subhercynienne (après le Turonien et avant le Sénonien) — (Andrusov et Bystrický 1959) ou — par analogie aux Alpes Orientales — dans la phase pré-Gosau (Andrusov 1960). Ces auteurs constatent également que la série de Manin dans la vallée du Wag a été charriée sur les séries de Klippes aussi dans cette phase des mouvements de même que la nappe de Chocz. Ils réfutent catégoriquement la thèse de K. Birkenmajer (1958) qui soutient que les plissements et charriages dans les Karpathes Centrales ont eu lieu non dans la phase subhercynienne, comme c'est le cas dans la zone de Pieniny, mais seulement dans la phase laramienne, lorsque — selon lui — les séries haut-tatriques et subtatriques ont été charriées sur la zone de Pieniny.Par cela même Andrusov se rétracte de son ancienne opinion sur l'âge laramien de ces charriages (Andrusov et Matějka 1931, Andrusov 1938), à laquelle se réfère Birkenmajer dans son ouvrage synthétique le plus récent (1960).

In n'y a donc actuellement plus aucun inconvénient à admettre que les plissements et charriages se sont produits dans toutes les Karpathes Centrales plus ou moins synchroniquement — dans la phase subhercynienne (pré-Gosau — après le Turonien et avant le Sénonien).

FORMATION DE LA CHAINE TATRIQUE

ELEVATION SUBHERCYNIENNE DE L'INTUMESCENCE TATRIQUE ET FORMATION DES DEPRESSIONS ET ELEVATIONS LONGITUDINALES ET TRANSVERSALES DE LA CHAINE AUTOCHTONE DES TATRAS

Dépressions et élévations longitudinales

La surrection subhercynienne des Karpathes Centrales avait le caractère de bombement à grands rayons — plus grands que dans les bombements postéocènes ultérieurs (saviens — Birkenmajer 1958b, 1959d, 1960, Andrusov 1959a, b) qui ont contribué principalement à la formation des massifs montagneux dans leurs limites actuelles.

Ainsi p. ex. après le déplissement des plis haut-tatriques dans les Tatras (cf. II-e partie, tabl. X) il s'est avéré qu'ils dépassaient vers le sud considérablement les limites des Tatras d'aujourd'hui et la dislocation méridionale des Tatras. Cela prouve qu'en même temps que les Tatras

a été élevée également une grande partie du bassin de Liptów, qui s'est effondrée plus tard seulement — après l'Eocène inférieur (tabl. I).

En considérant donc l'intumescence tatrique subhercynienne dans ces limites élargies on peut y distinguer plusieurs dépressions et élévations longitudinales. L'anticlinal qui a donné ensuite naissance au pli du Giewont était l'élévation la plus avancée vers le sud de celle que nous connaissons. J'appelle cette élévation — élévation du pli du Giewont (efG). Au nord-ouest de cette élévation se trouvait celle qui a donné naissance au pli de Czerwone Wierchy (élévation du pli de Czerwone Wierchy — afCzW) et au nord-est — l'lévation qui a donné naissance au pli de Szeroka Jaworzyńska (élévation du pli de Szeroka Jaworzyńska — efSzJ).

Au nord de l'élévation des plis haut-tatriques F. Rabowski (1925a) a distingué deux anticlinaux du substratum. Je donne à l'anticlinal du sud le nom d'élévation de Smreczyński et celui du nord (après Świderski) le nom d'élevation d'Ornak. A la dépression séparant ces deux élévations longitudinales je donne après Rabowski le nom de synclinal (dépression) de Czerwone Żlebki. Pour compléter cette image je donne à la dépression transversale séparant l'élévation de Smreczyński de l'élévation du pli de Czerwone Wierchy, le nom de dépression de Wielka Kopa Koprowa.

Les éléments longitudinaux distingués ici ont une importance locale. cependant on peut retrouver certains correspondants de ces ondulations dans le noyau cristallin des Hautes Tatras (tabl. I).

L'élévation longitudinale située le plus au nord se dessine sur la ligne Wielka Turnia — Myślenickie Turnie. Le plissement intense du pli de Czerwone Wierchy surtout dans le profil de Małołączniak (tabl. VI) et la surrection du pli de Czerwone Wierchy de dessous le cristallin du pli du Giewont dans la dépression de Goryczkowa témoignent de son existence en tant que masse de résistance.

L'élévation de Wielka Turnia — Myślenickie Turnie est la dernière trace des structures du substratum se dessinant dans l'édifice des plis haut-tatriques accumulés sur ces structures. Plus loin au nord le substratum autochtone descend à pic. M. Limanowski admettait l'existence ici d'une grande flexure bordière, le long de laquelle les masses haut--tatriques et subtatriques s'écoulaient vers le nord. Cette flexure existe à peu près sur la ligne du contact actuel de la série subtatrique avec la série haut-tatrique, bien que d'ailleurs à différents endroits elle passe un peu au nord ou au sud de cette frontière (tabl. I). Sa présence résulte principalement du fait de la plongée abrupte des masses subtatriques (Rabowski 1931a) en premier lieu dans la dépression de Goryczkowa-Jawor., car sur les élévations la série autochtone plonge de toute façon à pic vers le nord.

Se basant sur la théorie des courants de convexion et des géotu-

meurs liées avec ces derniers on peut admettre (cf. ci-dessous), que la formation de grands éléments — massifs des Karpathes Centrales — a été provoqué par des mouvements verticaux. Je ne pense donc pas qu'il soit nécessaire d'admettre que les élévations et dépressions plus petites se sont formées sous l'influence de poussées tangentielles. Les structures longitudinales de la chaîne tatrique datant d'avant le charriage se sont formées dans la première phase des mouvements orogéniques subhercyniens, pendant la surrection de tout le massif. Dans la même phase d'ailleurs ou un peu plus tard seulement se sont formées aussi les ondulations transversales.

Dépressions et élévations transversales

Principales ondulations transversales

Comme je l'ai déjà souligné, parler des ondulations transversales du noyau cristallin est inexact et parfois prête à confusion, car cela ne rend ni l'essence ni l'âge de ces structures. C'est pourquoi il vaut mieux parler généralement des ondulations transversales d'avant le charriage de la chaîne haut-tatrique des Tatras.

Ayant cela en mémoire on peut cependant considérer ces structures dans une conception générale, tenant compte du parcours et de la sinuosité de la limite nord du noyau cristallin, ce qui permet de distinguer les ondulations transversales principales sans les différences secondaires, provoquées par l'existence des couvertures sédimentaires haut-tatriques autochtones.

Sur la base de ce principe on peut distinguer de l'ouest à l'est les élévations et dépressions suivantes (tabl. I):

I. Elévation de Salatyński

L'élévation de Salatyński est la plus grande des élévations tatriques. Sa longueur dans la direction W-E atteint 15 km, et elle est encore plus longue car elle ne se termine par vers l'ouest par une charnière de dépression, mais s'élargit et atteignait jadis son maximum d'élévation hors de la limite occidentale des Tatras. Le fait qu'à l'est de Zuberzec le noyau cristallin s'avance si loin vers le nord qu'on l'y trouve sur la latitude du Hruby Regiel et de la limite nord des Tatry Bielskie c'est-à-dire presque sur la ligne de la limite nord des Tatras (tabl. I et II) peut donner une certaine idée des dimensions de cette élévation. Par rapport à la dépression de Goryczkowa — Jawor cela signifie un avancement de presque 5 km vers le nord. L'amplitude de la surrection dans les parties aujourd'hui visibles de l'élévation peut être évaluée à plus de 1000 m.

II. Dépression de Goryczkowa — Jawor

La dépression de Goryczkowa — Jawor est la plus grande dépression tatrique transversale. Sa longueur dans la direction W-E est de 10 km. environ, le retrait des affleurements du cristallin vers le sud atteint ici 6 km par rapport au maximum de l'élévation de Salatyński et n'est que d'environ 1,5 km plus petit que dans la dépression de Szeroka Jaworzyńska. Vers le nord cette dépression plonge en flexure aiguë dans la fosse de Zakopane.

III. Elévation de Koszysta

L'élévation de Koszysta constitue un élément transversal éminent se dessinant jusqu'à nos jours parfaitement dans la morphologie des Tatras. Dans cette élévation par rapport à la dépression de Goryczkowa — Jawor le cristallin est avancé vers le nord d'environ 4,5 km, et par rapport à la dépression de Szeroka Jaworzyńska — même de 5,5 km. environ. La longueur de l'élévation dans la direction W-E est de 7,5 km. environ. Sur les pentes de la vallée de la Białka se dessine une charnière aiguë vers la dépression de Szeroka Jaworzyńska.

IV. Dépression de Szeroka Jaworzyńska

Cette dépression a un caractère particulier, car elle est extrêmement profonde et relativement étroite. Le retrait des affleurements du cristallin par rapport à l'élévation de Koszysta est de 5 km. environ, et par rapport à la dépression de Goryczkowa — Jawor — de 1,5 km. environ. On peut admettre que la longueur de la dépression dans la direction W-E est de 4 km. environ et sa profondeur de 1000 m. environ.

La charnière occidentale de dépression est à tel point aiguë qu'on supposait qu'elle peut avoir le caractère de dislocation.

V. Elévation de Jagnięcy

Sur l'élévation de Jagnięcy le noyau cristallin est avancé vers le nord de 3 km. environ par rapport à la dépression de Szeroka Jaworzyńska, mais par rapport à l'élévation de Koszysta il est en retrait de plus de 2 km. La longueur de l'élévation dans la direction W-E est de 6 km. environ et la différence des hauteurs par rapport aux dépressions voisines — de 1000 m. environ.

VI. Dépression de Steżki

C'est une dépression relativement peu profonde (un peu plus de 2 km.) mais assez vaste (4 km. environ) où les affleurements du cristallin

reculent assez loin au sud et dont le milieu est rempli par le Werfénien autochtone.

VII. *Elévation de la vallée Rakuska*

Sur les confins les plus orientaux des Tatras, à proximité du débouché de la vallée Rakuska les affleuremnts du cristallin s'avancent de nouveau vers le nord, de sorte que le cristallin y est presque raboté par la nappe subtatrique.

Du sud tout le massif tatrique est coupé par la grade dislocation meridionale. on peut cependant supposer, que — de même qu'aux confins occidentaux des Tatras — le massif tatrique d' avant le charriage ne plonge pas ici vers le fond mais est raboté par le chevauchement subtatrique.

Ondulation du noyau cristallin avec la couverture autochtone

Comme je l'ai déjà dit précédemment, en suivant les ondulations transversales de la chaîne tatrique d'avant le charriage sur la base du parcours de la limite nord du noyau cristallin nous constatons très nettement les grandes lignes d'élévations et de dépressions ainsi que leur parcours. mais cela ne reflète pas toutefois l'état effectif des choses qui existait au moment de la formation de ces structures, c'est-à-dire le fait qu'avec le noyau cristallin sa couverture haut-tatrique autochtone subissait l'ondulation. Ce n'est que ces ondulations qui existaient réellement dans la morphologie et ce sont elles qui ont influé sur les évènements ultérieurs (notamment sur l'érosion subaérale) et sur la formation de structures tectoniques superposées (principalement des plis haut-tatriques).

Comme il résulte de l'observation de ces ondulations transversales très réelles, l'image obtenue de la structure de la chaîne autochtone des Tatras diffère considérablement du schéma présenté auparavant qui se référait principalement aux notions traditionnelles, correctes mais en ligne générale seulement.

Par quoi pouvaient être provoquées les différences entre ces deux images? En premier lieu il entre évidemment ici en jeu la différenciation de l'épaisseur des sédiments de la série haut-tatrique autochtone. Cette différenciation est très grande et elle a été provoquée par les mouvements verticaux différenciés au cours de la sédimentation et par des causes paléogéographiques. Il s'agit ici également de réductions sédimentaires et en premier lieu de la dénudation, à différents endroits, de séries entières de couches précédemment déposées dans las périodes successives de l'érosion telles que p.ex. l'érosion pré-anisienne, du Trias supérieur, pré-rhétienne, pré-liassique et pré-doggerienne, du Dogger, pré-tithonique et pré-albienne (cf. III-e partie). Cependant les principales dénivelations de ce genre ont

eu lieu à la suite de mouvements éo-cimmériens. Les mouvements subhercyniens de surrection étaient très différenciés aussi bien transversalement que longitudinalement et il semble qu'ils avaient un caractère de compensation, égalisant les effets des effondrements et des surrections effectués au cours de toute la période de la lithogénèse du cycle diastrophique alpin. Une telle conception résulte de l'observation que la limite du noyau cristallin ne démontre pas de concavités aux endroits d'accumulation des sédiments à grande épaisseur, ni au contraire — de convexités aux endroits primitivement fortement élevés.

Une autre cause encore qui pouvait provoquer les différences d'épaisseur dans la série autochtone des sédiments était l'érosion possible de cette série dans des conditions subaérales avant le chevauchement des nappes haut-tatriques (Reliefüberschiebung). Les terrains où existait une telle érosion se trouvaient en premier lieu dans la partie est des Tatras.

Nous analyserons maintenant les ondulations transversales de la chaîne autochtone des Tatras.

Comme on le voit sur le tableau I, l'élévation tatrique la plus vaste — l'élévation de Salatyński, se divise nettement en trois éléments. Ce sont successivement de l'ouest à l'est — l'élévation d'Osobita, la dépression de Bobrowiec et l'élévation de Kominy Tylkowe.

1. *Elévation d'Osobita*

Cette élévation la plus éminente de la chaîne autochtone des Tatras forme une intumescence ou l'autochtone haut-tatrique s'avance le plus loin vers le nord dans tous les Tatras.

Sur l'élévation d'Osobita l'autochtone haut-tatrique est avancé vers le nord de plus de 6 km. par rapport à la dépression de Bobrowiec et d'environ 4 km par rapport à l'élévation de Kominy Tylkowe.

L'avancement des masses haut-tatriques aussi loin vers le nord est dû principalement à la présence dans cette région d'un grand amoncellement de plis autochtones (tabl. II).

L'éminente élévation d'Osobita a aussi sa justification paléogéographique. Le massif d'Osobita est le seul endroit à l'ouest du massif de Kominy Tylkowe où on trouve du Trias moyen relativement épais.

2. *Dépression de Bobrowiec*

La dépression de Bobrowiec se dessine en premier lieu par le déplacement de la limite de la nappe subtatrique inférieure loin vers le sud (tabl. I et II). La grande extension de la série subtatrique vers le sud dans la dépression de Bobrowiec est due principalement au fait que celle-ci a rempli la forme existant déjà auparavant, dans laquelle les unités

subtatriques se sont préservées de l'érosion. La dépression de Bobrowiec n'est pas si profonde que cela pourrait sembler du fait du retrait des masses subtatriques vers le sud — ces masses reposent relativement à plat sur les séries haut-tatriques qui continuent des deux côtés de la dépression (c'est pourquoi justement la flexure bordière sur le tabl. I est moins recourbée que la limite sud de l'extension de la série subtatrique). Les dimensions de cette dépression (longueur dans la direction W-E — 3 km. environ, retrait des affleurements de l'autochtone haut-tatrique par rapport à l'élévation de Kominy Tylkowe — 2 km, env. et par rapport à l'élévation d'Osobita — plus de 6 km.) ne sont pas dues à ce recourbement si profond mais plutôt à des causes paléogéographiques. La dépression de Bobrowiec est précisément l'endroit où on ne trouve pas de série du Trias moyen qui a été érodée dans le Trias supérieur, et qui est très épaisse dans les régions voisines (p.ex. plus de 800 m. dans les Kominy Tylkowe). Cette inégalité primitive était après l'ondulation de la chaîne tatrique probablement plus grande que cela semble résulter de l'extension actuelle de la série haut-tatrique qui résulte principalement de l'amoncellement ici de plusieurs plis parautochtones.

3. *Elévation de Kominy Tylkowe*

L'élévation de Kominy Tylkowe est longue dans la direction W-E de 6 km. env. et par rapport à la dépression de Goryczkowa — Jawor elle est avancée vers le sud de moins de 2,5 km. Le maximum d'élévation se trouve dans le massif de Kominy Tylkowe et atteint ici par rapport au fond de la dépression de Goryczkowa — Jawor dans la vallée Cicha 500 m. env. C'est une élévation où les séries haut-tatriques autochtones sont moins avancées d'env. 2,5 km. que dans l'élévation d'Osobita, presqu'autant cependant que dans l'élévation de Koszysta.

Sur le maximum d'élévation de Kominy Tylkowe les plis haut-tatriques sont développés à un degré tout à fait minime et résiduel (pli écaillé de Świerkule). Ce n'est que sur le versant est, peu incliné de l'élévation constituant en même temps la pente de la dépression de Goryczkowa--Jawor que commence le pli de Czerwone Wierchy, qui atteindra son plus grand développement dans cette dépression précisément.

4. *Dépression de Goryczkowa-Jawor*

Dans la conception actuelle, même après décompte de la pente ouest de dépression qui en entier fait partie de l'élévation de Kominy Tylkowe, sa longueur dans la direction W-E est de 7 km. env. Par rapport

à cette élévation, de même qu'à l'élévation de Koszysta, les séries haut--tatriques sont en retrait d'env. 2,5 km. Dans la partie occidentale de cette dépression les couches autochtones ont une plus grande épaisseur, car les sédiments du Trias moyen et supérieur y atteignent un développement relativement important et les couches de Tomanowa ainsi que le Lias (série de Tomanowa) viennent s'y ajouter. Par contre dans la partie orientale de la dépression, le Trias moyen et supérieur ont été entièrement érodés avant le Rhétien, et en revanche les couches du Lias (série de la vallée Cicha) y ont une assez grande épaisseur.

La dépression de Goryczkowa-Jawor est la plus grande dépression transversale où se sont amoncelés les plis haut-tatriques les mieux développés — le pli de Czerwone Wierchy et le pli du Giewont, qui ont été ici précisément distingués (Rabowski 1922, 1925, 1931a).

5. *Elévation de Koszysta*

Les séries haut-tatriques autochtones sur l'élévation de Koszysta sont très peu développées, c'est pourquoi sa caractéristique citée dans la précédente analyse peut être appliquée ici sans changements plus importants. Les séries haut-tatriques se limitent ici au seul Werfénien, ce qu'il convient d'attribuer à l'érosion pendant le Trias supérieur, le Jurassique inférieur ou moyen ou encore pendant le Crétacé supérieur.

6. *Dépression de Szeroka Jaworzyńska*

Comme je l'ai déjà souligné, c'est la dépression transversale la plus profonde et la plus étroite (3 × 2,5 km) dans les Tatras. Les sédiments haut-tatriques autochtones se caractérisent ici par un développement puissant du Trias moyen et supérieur et par l'absence du Lias (série de Spis-Michałowa). Dans cette dépression, se sont accumulées les masses très réduites et écaillées, il est vrai, du pli de Szeroka Jaworzyńska avec un noyau cristallin puissamment développé.

7-9. *Ondulations des confins orientaux des Tatras*

L'élévation de Jagnięcy (7), la dépression de Stežki (8) et l'élévation de la vallée Rakuska (9) ont été, à vrai dire, déjà débattues dans la précédente analyse. Je rappellerai seulement que les masses haut-tatriques autochtones s'y limitent presque exclusivement au Werfénien, ce qu'on peut attribuer aussi bien au laminage tectonique qu'à l'érosion précédant les chavauchements (Sokołowski 1948), et peut-être aussi à l'érosion qui a eu lieu après les mouvements éocimmériens.

DEVELOPPEMENT DES PLIS HAUT-TATRIQUES

Ecoulement par gravité des plis haut-tatriques

De la revue faite ci-dessus des conceptions tectoniques il semble résulter qu'il est nécessaire d'admettre, que les plis haut-tatriques se formaient indépendamment sans être recouverts par les nappes subtatriques, qui cependant devaient se trouver déjà alors à proximité (tabl. III). L'impulsion à leur formation avait été donnée par le mouvement de surrection lui-même de la géotumeur migratrice (onde d'intumescence), qui a provoqué la formation de l'éminente intumescence tatrique sur la pente nord de laquelle se sont développés les écoulements et les glissements par gravité.

Le principe général de la structure des plis haut-tatriques s'exprime dans le fait que dans les dépressions ils sont mieux développés, leur parcours est plus régulier et leur plissement plus plastique et sur les élévations leur développement est résiduel. Ce fait a été remarqué depuis longtemps déjà, mais on l'expliquait par les laminages provoqués par les nappes subtatriques (Rabowski 1925a). On peut cependant l'expliquer aussi par le fait que dans les dépressions transversales les glissements par gravité se développaient plus librement — les masses haut-tatriques de l'élévation glissaient dans les dépressions y formant des amoncellements plus importants. Cela est prouvé sans nul doute par le fait que F. Rabowski (1959) avait déjà remarqué sans cependant l'expliquer que dans la vallée de Mała Łąka le pli de Czerwone Wierchy a un parcours ESE-WNW, il glissait donc de SSW et le pli du Giewont qui le rabote a une direction ENE-WSW et glissait donc de SSE. Les deux plis sont donc orientés vers le minimum de la vaste dépression de Goryczkowa-Jawor, vers laquelle ils glissaient par gravité des élévations voisines. La constatation de ce fait a une importance primordiale pour l'établissement de la chronologie des mouvements dans les Tatras, et en particulier pour la conception que les dépressions et élévations transversales se sont formées avant le charriage des plis haut-tatriques. La question posée de cette façon permet également d'expliquer plus complètement le phénomène de la compensation des plis haut-tatriques remarqué par Rabowski (1925) et qu'il explique par les laminages dus aux nappes subtatriques charriées et par le développement plus ou moins grand des différents éléments tectoniques des deux séries.

On ne peut expliquer le fait que les plis haut-tatriques visibles dans la vallée de Mała Łąka ont glissé de différentes directions si l'on admet qu'ils se formaient à la suite de poussées tangentielles des masses subtatriques qui avançaient et sous leur couverture. Ce phénomène obtient par contre une explication tout à fait naturelle à la lumière de la théorie

de l'écoulement par gravité. Les plis s'écoulaient et glissaient librement dans la dépression de Goryczkowa-Jawor de ses deux pentes uniquement sous l'influence de la gravitation: il se peut que l'impulsion directe de cet écoulement était le fait que ces plis sont arrivés à l'intumescence tatrique récemment formé. Cela ne change cependant pas le mécanisme de la formation des plis haut-tatriques.

Une autre preuve de l'ondulation autochtone de l'édifice des Tatras avant le charriage des plis haut-tatriques est le fait que p. ex. les dépressions transversales n'existaient plus au cours du charriage subtatrique dans la forme qu'elles avaient jusqu'alors. La dépression de Goryczkowa-Jawor s'était transformée alors déjà en une petite élévation (tabl. I etII). Il n'est donc pas possible que cette dépression se soit formée après la formation des plis haut-tatriques. Au contraire — les plis haut-tatriques se sont écoulés dans la forme de dépression déjà prête, la remplissant entièrement.

De même le phénomène du développement plus complet du pli de Czerwone Wierchy dans la partie occidentale de la dépression de Goryczkowa-Jawor, et du pli du Giewont dans la partie orientale de cette dépression devient tout à fait compréhensible, si l'on admet que le pli de Czerwone Wierchy glissant de SSW n'a pu remplir que la partie occidentale de la dépression et le pli du Giewont, glissant un peu plus tard de SEE — seulement sa partie orientale. De cette façon le phénomène de la compensation dont l'importance est soulignée par tous les géologues qui se sont occupés de la structure des Tatras, trouve son explication simple et logique.

Les évènements se déroulant sur les élévations avaient un caractère et un développement tout à fait différents. Les masses haut-tatriques glissaient des élévations dans les dépressions voisines, donc obliquement et sur les côtés, mais non droit vers le nord, où les élévations étaient si éminentes que les plis haut-tatriques ne se sont pas formés en général ou bien sont fragmentairement développés. Les masses haut-tatriques qui n'avaient par formé de plis et dont se sont formés ensuite les écailles et les lambeaux dans le substratum des nappes subtatriques avaient ici la plus grande chance de se conserver.

Il est clair, que dans une telle conception la formation des plis haut-tatriques était limitée aux seules grandes dépressions transversales — en premier lieu à celles de Goryczkowa-Jawor et de Szeroka Jaworzyńska. Il eut été étrange que dans ces deux dépressions éloignées l'une de l'autre existent les mêmes plis haut-tatriques et il est tout à fait improbable que ces plis aient une liaison quelconque entre eux. Si cependant dans les deux dépressions nous avons un schéma de structure essentiellement analogue — deux plis haut-tatriques — cela peut être dû à l'existence d'une élévation longitudinale à structure analogue

à l'épaisseur rapproché des masses plissées et à de telles dimensions de la dépression où s'amoncellaient les plis, qu'elles limitaient les dimensions des plis et provoquaient la formation d'un nouveau pli superposé. C'est pourquoi je n'utiliserai les termes de pli de Czerwone Wierchy et pli du Giewont que pour la dépression de Goryczkowa-Jawor et pour les plis haut-tatriques dans les autres éléments transversaux j'utiliserai les noms locaux. Cela est motivé également par le fait que — comme il résulte du déplissement des plis haut-tatriques — les séries haut-tatriques dont se composent ces plis ont des faciès très différents.

Il est tout à fait inopportun et non motivé génétiquement d'attribuer les éléments haut-tatriques sur les élévations transversales éminentes à tels ou autres plis haut-tatriques, car ce sont des lambeaux haut--tatriques du substratum de la nappe subtatrique qui n'ont d'habitude rien de commun avec les plis tatriques. Unir donc différentes unités haut-tatriques se trouvant dans différentes parties des Tatras sur différents éléments transversaux en un schéma commun de deux plis haut--tatriques serait artificiel, schématique et ne refléterait pas l'essence des phénomènes tectoniques. La carte tectonique des Tatras (Tabl. II) présente déjà la structure de la zone haut-tatrique des Tatras dans la nouvelle conception.

La question de savoir si certains lambeaux et écailles sur les élévations proviennent de la zone sédimentaire de la série de Czerwone Wierchy, du Giewont ou d'une autre série tatrique distinguée dans cet ouvrage (II-e partie) constitue par contre un problème séparé. Cette tâche est réelle et possible à résoudre, évidemment dans une approximation adéquate et donne en résultat des conclusions paléogéographiques très importantes.

Dans ces considérations il faut également tenir compte du fait que certaines parties de la série haut-tatrique qui se trouvent dans la zone où se sont formés plus tard les plis haut-tatriques, pouvaient rester sur place, sur le noyau cristallin et que plus tard seulement elles ont pu être un peu charriées par les nappes subtatriques qui s'avançaient. A de telles masses appartiennent les lambeaux des séries haut-tatriques dans les confins sud-ouest des Tatras, dans la région du Mnich et du Sokół qui ne peuvent être liées à aucun des éléments tectoniques haut-tatriques distingués actuellement, et leur position doit être examinée par rapport à leur position primitive relativement à la zone des racines des plis haut--tatriques. D. Andrusov (1959a) conçoit justement de cette façon leur position tectonique.

Enfin la question de savoir si au cours de la formation des différents plis haut-tatriques ou après leur formation et avant le charriage des nappes subtatriques avaient eu lieu des processus d'érosion est un

problème à part. Les deux cas semblent probables. La succession des plissements haut-tatriques est actuellement indubitable, on peut donc admettre que le pli de Czerwone Wierchy déjà formé pouvait être érodé avant d'être raboté par le pli du Giewont et ce dernier — avant le charriage subtatrique.

Rapport des plis haut-tatriques aux ondulations transversales

Changements structuraux des dépressions transversales à la suite de la formation des plis haut-tatriques

Nous examinerons maintenant le processus de la formation des plis haut-tatriques par rapport aux éléments transversaux de l'édifice des Tatras. Je prendrai en premier lieu en considération le problème des changements structuraux des élévations et dépressions de l'édifice autochtone des Tatras à la suite de la formation des plis haut-tatriques.

Sur la grande élévation de Salatyński qui — comme nous le savons — se compose de l'élévation d'Osobita, de la dépression de Bobrowiec et de l'élévation de Kominy Tylkowe, les plis haut-tatriques ne se sont à vrai dire presque pas développés.

Elévation d'Osobita. — A l'époque de la formation des plis haut-tatriques elle constituait un bombement si éminent qu'aucun élément haut-tatrique plissé ne s'y est formé. L'écaille haut-tatrique qui y existe à un endroit au-dessus de l'Albien (tabl. V) doit être considérée comme un lambeau de la nappe subtatrique inférieure arraché de la zone sédimentaire correspondant à la série de Świerkule (cf. II-e partie).

Dépression de Bobrowiec. — Elle ne comporte aucun élément haut-tatrique plissé régulier. Parmi les éléments haut-tatriques supérieurs aux plis parautochtones développés ici sur une grande échelle il n'existe que deux écailles — celle du Keuper et celle des gneiss (Wójcik 1959) ainsi que les lambeaux du Trias haut-tatrique moyen dans le substratum de la nappe subtatrique (tabl. V). Les lambeaux du Trias moyen proviennent de la zone sédimentaire de la série de Kominy Tylkowe (pli de Kominy Dudowe — cf. tabl. I) et l'écaille du Keuper et des gneiss — de la zone située plus au sud et correspondant à la série approchée de celle de Świerkule. Il est possible que les zones auxquelles ces écailles ont été arrachées avaient subi précédemment l'érosion; le fait que dans aucun des lambeaux il n'y a de terme stratigraphique plus jeune que le Trias peut en être une preuve.

Elévation de Kominy Tylkowe. — Le premier élément tectonique auquel on peut attribuer une nature plissée s'est formé sur l'élévation de Kominy Tylkowe (Jaroszewski 1957). C'est le pli de Świerkule, déjà tout à fait régulier bien qu'étroit et intérieurement écaillé.

Dépression de Goryczkowa-Jawor. — C'est la plus grande dépression des Tatras où les plis haut-tatriques se sont amoncelés et se sont le mieux développés. C'est dans cette dépression que la structure des plis haut-tatriques a été connue le plus tôt (Rabowski 1922) et le schéma de leur structure a été ensuite reporté sur toute la zone haut-tatrique des Tatras.

Le caractère essentiel de la structure des deux grands plis haut-tatriques — de Czerwone Wierchy et du Giewont — réside dans le fait qu'ils sont séparés par l'Albien et que le pli de Czerwone Wierchy est raboté par le pli du Giewont (Rabowski 1925a, b). Les deux plis se comportent du point de vue tectonique tout à fait indépendamment, bien que d'autre part les charnières radicales reliant le pli inférieur au substratum et le pli supérieur à l'inférieur sont connues depuis longtemps. Ces charnières ne relient cependant qu'en apparence ces unité car dans les noyaux des plis se sont formées des surfaces de décollement le long desquelles les flancs supérieurs des plis glissaient sur les flancs inférieurs (Kotański 1959d).

On peut maintenant aller plus loin encore. Il s'avère que la charnière de Stoły n'est pas la charnière radicale du pli de Czerwone Wierchy, car elle s'est formée après ce pli et a glissé sur ce dernier (cf. II-e partie, tabl. VI). On trouve dans les Tatras de telles charnières synclinales par-autochtones en plus grand nombre (p. ex. les charnières de Kufa, de Liliowe, de Koszysta — tabl. I). Elles étaient toutes considérées comme fragment de la charnière radicale du pli de Czerwone Wierchy. Il ressort cependant de la reconstitution de la position primitive des plis, que la patrie des plis était située beaucoup plus loin au sud. Le pli de Czerwone Wierchy n'a pas de flanc intérieur en général et les lambeaux des roches plus jeunes se trouvant sous le Trias sont tout simplement des lambeaux du substratum autochtone. Un tel état de choses s'explique le mieux par la théorie de l'écoulement par gravité conformément à laquelle il ne faut pas rechercher en général de racines des plis haut-tatriques.

Le pli de Szeroka Jaworzyńska ne se lie pas non plus au substratum autochtone par une charnière radicale. Cela concerne aussi le pli du Giewont qui ne se lie pas au pli de Czerwone Wierchy par une charnière radicale. La charnière synclinale observée dans la vallée de Mała Łąka est due au recourbement vers le nord des calcaires de l'Urgonien et des marnes de l'Albien du pli de Czerwone Wierchy sous l'influence du charriage du pli du Giewont qui y glissait sur les couches plastiques à *Myophoria* du Campilien supérieur.

Après avoir admis que les plis haut-tatriques remplissaient librement — sous l'influence du glissement par gravité la dépression de Goryczkowa-Jawor on pouvait expliquer le fait que les plis haut-tatriques dans leur masse principale ne reposent pas les uns sur les autres mais

séparément. Une telle disposition des plis haut-tatriques, qui se compensent en quelque sorte réciproquement était expliquée par Rabowski (1925a, b) par une lutte sui generis pour l'espace sous la poussée des nappes subtatriques écrasant les plis haut-tatriques en formation. La question ainsi posée n'explique cependant pas pourquoi le pli de Czerwone Wierchy est développé précisément dans la partie occidentale de la dépression et le pli du Giewont — dans sa partie orientale. Il résultait déjà des données de Rabowski (1959) que le pli de Czerwone Wierchy a glissé de SSW, donc des parties orientales de l'élévation de Salatyński — principalement de la région des vallées Bystra et Cicha, par contre le pli du Giewont — de SSE — de la région au sud de Krywań. Le pli de Czerwone Wierchy s'est déplacé vers NNE, remplissant seulement la partie occidentale de la dépression de Goryczkowa-Jawor, la dépression de Jawor. Dans cette partie de la dépression et sur sa longue pente du côté de l'élévation de Kominy Tylkowe le pli de Czerwone Wierchy s'est développé le plus complètement, formant une intumescence morphologique éminente, qui peut être appelé élévation de Czerwone Wierchy (tabl. I). Il s'agit bien sûr, non de surrection du substratum, mais seulement du fait de l'existence de l'élévation provoquée par l'amoncellement des masses du pli de Czerwone Wierchy par rapport au pli du Giewont qui le rabote.

Le pli de Czerwone Wierchy n'est par contre presque pas du tout arrivé à la partie orientale de la dépression de Goryczkowa. De sa zone sédimentaire seules les parties faiblement développées de ce pli sont arrivés ici et se sont conservées ça et là sous l'île cristalline de Goryczkowa (tabl. VI).

L'amoncellement de grandes masses du pli du Giewont dans la dépression de Goryczkowa peut s'expliquer par l'approfondissement de la dépression de Goryczkowa, déjà après le charriage du pli de Czerwone Wierchy; elle peut être cependant aussi la preuve que ce pli se termine ici ce qui a été indubitablement souligné par le laminage et le rabotage par le pli du Giewont.

L'élévation de Czerwone Wierchy ne se compose pas seulement des masses du pli de Czerwone Wierchy amoncelées passivement. Dans tout le massif de Czerwone Wierchy il existe en effet un charriage secondaire des masses haut-tatriques du pli parautochtone de Stoły, sur le flanc supérieur de pli de Czerwone Wierchy (Kotański 1959a, d, Kotański in Rabowski 1959). L'élévation de Czerwone Wierchy composée primitivement des seules masses du pli de Czerwone Wierchy écoulées par gravité a été ensuite complétée par le parautochtone charrié. Cela s'est produit sous l'influence du charriage du pli du Giewont. Ce charriage a provoqué un plissement et un resserrement secondaire du pli de Czerwone Wierchy entre les séries parautochtones charriées sur ce dernier

et l'élévation longitudinale Małołączniak-Myślenickie Turnie. Le fort enfoncement des masses du pli de Czerwone Wierchy chevauchées par les séries parautochtones a été confirmé par les observations géologiques dans la grotte Śnieżna où, selon les observations de J. Rudnicki (1961), le Trias du pli de Czerwone Wierchy atteint une altitude au-dessous de 1100 m.

Comme l'a démontré l'analyse plus exacte du rapport de la principale digitation du pli du Giewont au substratum dans la dépression de Goryczkowa (Kotański 1959a) on peut y distinguer plusieurs élévations et dépressions secondaires (tabl. I). Les petites dépressions secondaires dans le substratum du pli du Giewont existent également sur l'élévation de Czerwone Wierchy.

On peut distinguer certaines petites ondulations en étudient le caractère de la surface supérieure de la digitation principale du pli du Giewont et son rapport aux digitations supérieures du pli du Giewont (tabl. I).

Elévation de Koszysta. — Sur cette élévation les plis haut-tatriques ne se sont pas développés du tout. L'autochtone haut-tatrique fortement exhaussé ici subissait sans doute l'érosion, à laquelle on peut attribuer partiellement l'absence de termes stratigraphiques plus jeunes que le Werfénien inférieur (Seis). Ce n'est que sur cette surface que s'est charriée la nappe subtatrique inférieure, trainant deux lambeaux — l'inférieur composé seulement de cristallin (Michalik 1955) et le supérieur, composé de la série renversée de l'Anisien et du Campilien (Głazek 1959, Kotański 1959d).

La dépression de Szeroka Jaworzyńska. — Un nouvel amoncellement d'unités haut-tatriques plissées se trouve dans la dépression de Szeroka Jaworzyńska. Dans cette dépression étroite et longue les plis haut-tatriques ont glissé directement du sud. De même que dans la dépression de Goryczkowa-Jawor il existe ici également deux unités haut--tatriques, dont l'inférieure était considéré comme pli de Czerwone Wierchy et la supérieure comme celui du Giewont (Rabowski 1925a, Sokołowski in Nowak 1929, Rabowski 1939, Andrusov 1950). Ces deux plis n'avaient cependant jamais de liaison directe avec les plis haut-tatriques de la dépression de Goryczkowa-Jawor et doivent recevoir des noms distincts. Pour l'inférieur on utilise depuis les temps de M. Limanowski (1910) le nom de pli de Szeroka Jaworzyńska (Sokołowski 1948, Andrusov 1950). De même que dans les Tatras Occidentales ce pli n'est qu'en apparence lié à la série autochtone par une charnière radicale, qui se dessine dans les couches de l'Albien et de l'Urgonien-Malm. Cependant déjà „le flanc intérieur" de ce pli se compose d'écailles séparées (p. ex. l'écaille des couches à Myophoria du Campilien sur la pente de la vallée Spis-

-Michałowa — Kotański 1959), sur lesquelles est charrié le flanc supérieur du pli composé de cristallin et de Werfénien (Horwacki Wierch). De même le cristallin et la Werfénien de Szeroka et de Zamki appartiennent également au flanc renversé du pli de Szeroka Jaworzyńska. Dans le substratum de cette unité se trouve l'écaille la plus basse composée de granite et de Werfénien (digitation selon Andrusov 1950) considérée par A. Michalik (1955) comme fragment du pli plus bas que celui de Czerwone Wierchy.

Il convient de considérer ces lambeaux comme fragments du substratum arrachés par les parties inférieures du pli de Szeroka Jaworzyńska. Ces fragments sont restés en arrière au cours du charriage et se trouvent dans une position renversée (Szeroka — Zamki), soit normale (Horwacki Wierch). Pendant ce mouvement, de puissants laminages se sont produits; on ne peut cependant pas exclure que les séries sédimentaires supérieures du flanc supérieur du pli de Szeroka Jaworzyńska ont été érodées déjà précédemment ce qui permettrait d'expliquer plus facilement leur absence (le plus haut terme du flanc supérieur du pli sont les schistes werféniens et des écailles reposant au-dessous des couches à Myophoria du Campilien). L'élimination de ces termes par l'érosion explique mieux aussi le fait que les lambeaux de l'écaille inférieure se composent exclusivement de granite et de Werfénien que l'adoption suivant Andrusov ou Michalik (op. cit.) que ce sont les parties intérieures d'une digitation distincte inférieure ou la plus basse du pli tatrique (cf. tabl. VII).

Puisque les séries des écailles renversées du substratum du pli de Szeroka Jaworzyńska parviennent après leur déplissement jusqu'au delà de Gierlach (cf. II-e partie), le territoire de la plus grande érosion existait au sud de l'actuelle crête principale des Tatras, d'où provient le flanc supérieur du pli de Szeroka Jaworzyńska.

Il n'est pas certain que l'on puisse considérer l'écaille supérieure du granite et du Werfénien reposant sur le Werfénien du flanc supérieur du pli de Szeroka Jaworzyńska comme noyau du flanc supérieur d'un pli haut-tatrique distinct (pli du Giewont), comme le faisaient jusqu'à présent les géologues. Cela peut être des lambeaux traînés par la nappe subtatrique inférieure d'un territoire situé encore plus au sud où probablement a existé aussi l'érosion d'avant le charriage.

Confins orientaux des Tatras. — Dans cette partie des Tatras située le plus à l'est, et fortement élevée, les plis haut-tatriques ne se sont plus développés du tout. Les lambeaux haut-tatriques à appartenance tectonique incertaine sur la Przełęcz pod Kopą (tabl. VII) composés de Werfénien et granite (Sokołowski 1950) doivent être considérés comme lambeaux emportés par la nappe subtatrique de ce territoire, qui pouvait avoir subi précédemment l'érosion.

La conception présentée ici du développement des plis haut-tatriques qui n'étaient pas liés entre eux et se formaient seulement dans les dépressions du substratum diffère essentiellement des conceptions primitives de Limanowski et de Rabowski qui considéraient que les plis haut-tatriques entouraient d'une bande continue le massif des Tatras du nord.

CHARRIAGE DES NAPPES SUBTATRIQUES AU COURS DU CRETACE SUPERIEUR. MOUVEMENTS LARAMIENS DANS LES TATRAS, LES KARPATHES CENTRALES ET LE PODHALE

Rapport des nappes subtatriques à l'édifice haut-tatrique des Tatras

Peu après le développement des plis haut-tatriques le charriage des nappes subtatriques s'est poursuivi vers le nord. L'intervalle entre la formation des plis haut-tatriques et le charriage subtatrique n'était sans doute pas très long mais nonobstant on ne peut pas exclure que ce charriage aussi était précédé par l'érosion. La nappe subtatrique (inférieure) se déplaçait tout d'abord sur les parties les plus méridionales, les plus élevées de l'intumescence tatrique, rencontrant un substratum très différencié. Cette intumescence avait subi précédemment l'érosion liée à la phase de la surrection subhercynienne (pré-Gosau). Des élévations longitudinales qui ont été ensuite transversalement ondulées se sont formées les plis haut-tatriques et tout cela se passait dans les conditions subaérales, à la suite de quoi les processus tectoniques étaient accompagnés d'érosion. Les nappes subtatriques ont trouvé donc un substratum inégal et se charriaient sur différentes unités tectoniques haut-tatriques et par endroits directement sur le noyau cristallin (tabl. II). Au cours de ces déplacements à certains endroits se produisaient de puissants laminages, à d'autres la nappe subtatrique arrachait différents fragments du substratum et les déplaçait loin vers le nord sous forme de lambeaux. De nombreux exemples de lambeaux de ce genre ont été cités dans le chapitre précédent.

Au cours du franchissement de l'intumescence tatrique deux principales digitations de la nappe subtatrique inférieure se sont formées — celle de Suchy Wierch et celle de Krokiew. La surface de chevauchement des nappes subtatriques dans la zone haut-tatrique visible aujourd'hui était en général égale, car les plis haut-tatriques ont généralement rempli entièrement les dépressions transversales. Seule la dépression de Bobrowiec continuait de constituer l'unique abaissement où de grandes masses subtatriques se sont amoncelées.

Au nord de la flexure bordière les ondulations transversales existaient cependant toujours. L'existence de la dépression de Gorycz-

kowa — Jawor résulte de l'analyse tectonique de Goetel et de Sokołowski (1930). Cette influence ne se dessine cependant pas dans la digitation de Suchy Wierch, mais seulement dans la digitation de Krokiew, où s'est formée une dépression locale (dépression de Spadowiec) dans laquelle pouvaient s'amonceler et se conserver des unités tectoniques supérieures.

Le rapport des nappes subtatriques sur tout le bord septentrional des Tatras aux dépressions et élévations du substratum a été étudié à la lumière de l'analyse du synclinal structural de Czerwona Przełęcz par B. Halicki (1955). Il a prouvé qu'une telle dépendance existe et que la structure du synclinal de Czerwona Przełęcz est son indicateur sensible. De son analyse on peut déduire encore une conclusion supplémentaire. Puisque les nappes subtatriques s'ajustent manifestement aux ondulations de l'édifice autochtone des Tatras, les plis haut-tatriques ne pénètrent pas en principe en dehors de la flexure bordière et il n'y en a pas au fond dans la zone subtatrique ni d'autant moins sous l'Eocène.

Extension hypothétique des nappes subtatriques vers le nord dans le Podhale

Dans la conception des anciens auteurs (Lugeon 1903, Uhlig 1907, Limanowski 1922), les nappes subtatriques ont couvert tout le territoire de Podhale et ont pénétré jusqu'à la Zone de Klippes de Pieniny. K. Birkenmajer (1958b, 1960) partage dernièrement ce point de vue se basant sur les faits constatés par D. Andrusov (1938) sur le Wag où en effet les séries subtatriques ont été intégrées dans la structure de la Zone de Klippes.

Il résulte de l'analyse de la structure des séries subtatriques dans les Tatras que les nappes subtatriques ne peuvent pas pénétrer trop loin dans le Podhale (Goetel et Sokołowski 1930). De même J. Gołąb (1954, 1959) conduit les nappes subtatriques seulement à la dépression de Zakopane. En effet, il convient de supposer que dans le Crétacé supérieur le massif de Podhale était fortement élevé et qu'il était la source du matériel des conglomérats du Crétacé supérieur. Ce massif n'a cependant pas été recouvert par les nappes subtatriques car le matériel subtatrique fait défaut dans les exotiques. L'absence de ce matériel était pour Birkenmajer la preuve de l'âge laramien du charriage subtatrique, ce qui est toutefois en contradiction avec les faits (cf. tabl. III).

Problème de l'autochtonisme du noyau cristallin tatrique

Les auteurs plus anciens admettaient généralement dans leurs conceptions synthétiques que le noyau cristallin des Tatras a été charrié à la suite de fortes poussées tangentielles sur les séries de Klippes (cf. Uhlig

1907, Nowak 1929, Andrusov 1938). Dernièrement K. Birkenmajer (1960) restitue partiellement ces opinions dans ses profils paléogéographiques schématiques. La conviction que le noyau cristallin tatrique n'est pas autochtone est devenue même la cause du renoncement à donner à la couverture sédimentaire mésozoïque le nom d'autochtone (Matějka et Andrusov 1931, Passendorfer 1959a, Sokołowski 1959a). Les géologues des Tatras admettaient cependant en général que le noyau cristallin est autochtone (Rabowski 1925, Sokołowski 1958, Guzik in Gignoux 1956, fig. 153). Avec l'adoption du mécanisme le plus probable du déplacement des nappes subtatriques vers le nord — l'écoulement par gravité sur les pentes de la géotumeur migrant vers le nord, le problème des „poussées venant du sud" n'entre pas en ligne de compte et donc la question du charriage du noyau cristallin des Tatras sur les séries haut-tatriques ou de Klippes s'élimine automatiquement.

Période du Crétacé supérieur et mouvements laramiens

Dans le Sénonien la partie nord des Karpathes Centrales était émergée et les rivières transportaient le gravier des Véporides et des Gémérides. (Passendorfer 1958, 1959 a, b, 1960). Puisqu'on sait que dans le Sénonien le massif de Podhale était une puissante source de matériel clastique dans la couverture prélaramienne de la Zone de Klippes (Birkenmajer 1958b, 1960) il n'est pas exclu qu'il fournissait du matériel aussi aux rivières coulant dans la direction sud. Il faut s'attendre à trouver ces bancs de gravier sous le flysch de Podhale dans la dépression de Zakopane dans laquelle se sont écoulées dans la phase subhercynienne les nappes subtatriques, la remplissant partiellement. Le massif de Podhale a été élevé, de même que l'intumescence tatrique (dans le sens large de ce terme) dans la phase subhercynienne et constituait, jusqu'aux mouvements de la phase laramienne et jusqu'à l'Eocène, un élément longitudinal primordial d'élévation. Par contre la dépression de Zakopane bientôt remplie par les nappes subtatriques constituait alors une vaste dépression longitudinale (tabl. III).

La morphologie des Tatras et de Podhale après le charriage des nappes subtatriques était tout à fait différente de celle d'aujourd'hui. Les Tatras constituaient la partie située la plus au nord du continent pas trop élevé des Karpathes Centrales, arrosé par la mer sénonienne qui pénétrait au fond du continent par de vastes baies. La dépression de Zakopane formée dans la phase subhercynienne a été remplie par les nappes subtatriques. Il est probable qu'elle a été partiellement submergée par la mer sénonienne et en tout cas on peut s'attendre à retrouver dans cette dépression des sédiments clastiques provenant de la destruction

du massif de Podhale, qui avait sans doute alors une morphologie plus variée que l'intumescence tatrique et était la source du matériel déposé dans le bassin marin sénonien de la Zone de Klippes de Pieniny.

Dans la phase laramienne les séries de Klippes se sont plissées avec toute la couverture prélaramienne (Birkenmajer 1958b, 1960). Il convient aussi d'admettre que c'est alors que le massif de Podhale s'est abaissé et au sud des Tatras se sont formés les bassins de Spisz et de Liptów, remplis ensuite par la mer éocène. Les Tatras de même que les autres massifs cristallins des Karpathes intérieures sont restées exhaussées et peut être même out été encore plus élevées et continuaient à subit l'atération et la dénudation. Il est très probable que c'est à cette phase des surrections qu'il faut lier la position très abrupte du pli du Giewont dans la dépression de Goryczkowa — plus abrupte que cela ne résulte des besoins et des principes de la théorie de l'écoulement par gravité.

Après les mouvements laramiens l'érosion dans les Tatras continuait à éliminer la couverture subtatrique, ce qui résulte clairement de l'analyse des progrès de la transgression de l'Eocène moyen (Passendorfer 1951) n'atteignant encore presque pas la série haut-tatrique. Dans des ces exceptionnels seulement l'Eocène repose directement sur le noyau cristallin (Zadnie Koszarzyska dans les Tatras Occidentales — Kuźniar 1910, Limanowski 1910a, Passendorfer 1951, 1958).

La mer éocène n'a pas inondé d'un coup tout le territoire des Karpathes Centrales. Cette mer a inondé d'abord le bassin formé au cours de la phase laramienne des mouvements et ensuite avançait progressivement sur les territoires élevés: notamment sur l'île tatrique ou poussait la flore tropicale décrite depuis longtemps. Cette île, comme il résulte des études de J. Gołąb (1959) était progressivement inondée et l'érosion avait atteint alors de grandes étendues des Tatras jusqu'au noyau cristallin. Bientôt l'île a été complètement submergée (Radomski 1958, 1959), et sur les grandes étendues des Karpathes Centrales se forment les sédiments éocènes du flysch (tabl. III).

MECANISME DE LA FORMATION DES PLIS HAUT-TATRIQUES ET DES NAPPES SUBTATRIQUES DANS LES TATRAS ET LES KARPATHES CENTRALES A LA LUMIERE DE LA THEORIE DES COURANTS DE CONVECTION ET DE L'ECOULEMENT PAR GRAVITE

Il résulte des faits présentés dans les chapitres précédents qu'il existe de sérieux arguments en faveur de l'admission que les ondulations longitudinales et transversales de l'édifice tatrique sont dues à la surrection inégale d'une certaine partie des Karpathes Centrales. Ce n'est qu'après leur formation que se sont formés les plis haut-tatriques à la suite de l'écoulement par gravité des roches dans les dépressions trans-

versales. Ces plis s'écoulaient sans être recouverts par les masses subtatriques qui n'ont atteint que plus tard l'intumescence tatrique et, en la franchissant se sont digités et se sont écoulés par gravité dans la fosse de Zakopane. Tous ces phénomènes se produisaient à la surface et s'accompagnaient de processus d'érosion et de dénudation.

Le mécanisme des mouvements orogéniques constaté dans les Tatras s'explique et se motive théoriquement le mieux par la théorie des courants de convection et de l'écoulement par gravité (Schneegans 1938, Gignoux & Moret 1938, Gignoux 1948a, b, 1950, 1953, Lombard 1940, Lugeon & Gagnebin 1941, Lugeon 1941, Goguel 1946, Haarmann 1930, Vening-Meinesz 1936, 1948, Hess 1938, Bemmelen 1950, 1955).

Dans les Karpathes Centrales l'adoption de la théorie de l'écoulement par gravité est non seulement une des possibilités, mais tout simplement une nécessité. La théorie des poussées tangentielles extragéosynclinales n'explique par de nombreux faits et, en tant que théorie orogénique dans les Karpathes elle se maintient encore depuis les temps où on ne pouvait expliquer l'existence de nappes que sur la base de cette théorie.

Cependant, comme je me suis efforcé de le mettre en évidence il existe dans les études géologiques des Tatras de vieilles traditions, attribuant une grande importance à l'idée du plissement superficiel et de l'écoulement par gravité.

Conformément à la théorie des courants de convection et de l'écoulement par gravité on peut imaginer en grand raccourci la formation des Karpathes Centrales de la manière suivante.

Dans la phase subhercynienne, dans la partie centrale du géosynclinal karpathique, dans la partie des nappes subtatriques, par suite de l'existence d'un système défini de courants profonds se sont formées des géotumeurs et sur les pentes de celles-ci ont commencé à se développer les écoulements par gravité. Ces géotumeurs (ondes d'intumescence) ont commencé à migrer vers le nord provoquant le déplacement des nappes subtatriques dans la même direction. Il est probable que les intumescences subtatriques se sont formées un peu avant les haut-tatriques, qui existaient déjà cependant avant que les nappes subtatriques les aient atteintes.

Sur les pentes des géotumeurs haut-tatriques, fortement ondulées (p. ex. l'intumescence tatrique), se sont formés par gravité les plis haut-tatriques qui ont rempli les dépressions transversales sans être encore recouverts par les nappes subtatriques. Celles-ci, en franchissant les intumescences haut-tatriques se sont digitées et écoulées par gravité dans les fosses se trouvant au nord de celles-ci.

Une des géotumeurs subhercyniennes était le massif de Podhale, sur lequel se sont écoulées par gravité les nappes des Klippes de Pieniny.

Ce massif n'a pas été recouvert par les nappes subtatriques qui ont rempli seulement la dépression de Zakopane.

Plus au nord l'onde d'intumescence s'est sans doute éteinte car la phase subhercynienne n'est pas nettement marquée dans les Karpathes Extérieures.

Dans la phase laramienne des dénivellations et des grabens se sont formées dans les Karpathes Intérieures permettant l'irruption de la mer paléogène. Dans cette phase la Zone de Klippes de Pieniny a été replissée et le massif de Podhale s'est effondré.

La phase savienne s'est marquée dans les Karpathes Intérieures seulement par un léger plissement du flysch paléogène et par la formation de graben et de massifs des Karpathes Centrales dans leur signification actuelle. L'onde d'intumescence avait atteint déjà alors les Karpathes Extérieures où on peut également expliquer dans de nombreux cas la formation des nappes de flysch par l'écoulement par gravité. K. Tołwiński (1956) H. Kozikowski (1958) et K. Skoczylas-Ciszewska (1960) ont attiré dernièrement l'attention sur le charriage de la nappe de Magura sur la surface d'érosion et — selon Dżułyński (1953) les nappes de flysch se sont écoulées par gravité loin sur leurs contreforts s'adaptant à leur structure. Après la phase de l'écoulement par gravité existaient encore des mouvements diapiriques différenciés de surrection (p. ex. la zone de de Lanckorona-Żegocina) et des zones de succion (p. ex. la Zone de Klippes de Pieniny) et enfin la surrection izostatique des Karpathes dans le Néogène.

SURRECTION SAVIENNE DU MASSIF TATRIQUE ET ETAPES DE L'EROSION DES TATRAS DANS LE NEOGENE ET LE PLEISTOCENE

L'inclinaison vers le nord des couches éocènes dans les Tatras est due à la surrection postéocène.

K. Birkenmajer (1958b, 1959d, 1960) et après lui D. Andrusov (1959a, b), ont parlé les premiers de l'âge savien de la surrection postéocène des Tatras se basant sur les faits constatés dans la Zone de Klippes de Pieniny où il existe des possibilités de préciser l'âge de ces mouvements. Il convient de souligner qu'il n'y a pas de preuves que le seul massif tatrique dans ses limites d'aujourd'hui a été élevé en coupole. Il est possible que toutes les Karpathes Centrales ont été alors élevées de même que les Alpes Orientales et à cette occasion à la suite de tensions se sont formés des grabens tels que les bassins de Spisz, de Liptów ou de Turcza.

Il semble que l'inclinaison actuelle des plis haut-tatriques dans les Tatras est presque la même qu'elle pouvait être pendant leur plissement

La surrection savienne pouvait provoquer le replissement des masses subtatriques pendant l'Eocène. Des relâchements des masses haut-tatriques ou subtatriques au cours des mouvements de surrection ne sont pas non plus exclus. De même la tectonique du flysch de Podhale lui-même peut être expliquée par l'écoulement par gravité lié à la surrection des Tatras. Les premières impulsions de tels mouvements de surrection se sont dessinées d'ailleurs par la formation des glissements sous-marins par gravité dans l'Eocène encore (Gołąb 1954).

Il ne semble pas possible que la surrection du massif tatrique soit due aux forces tangentielles agissant du sud. Au nord des Tatras l'Eocène s'effondre tranquillement vers le nord et il n'est certainement pas rabattu sous le massif tatrique.

Dans le Néogène et dans le Quaternaire les Tatras ont subi une dénudation intense. Nous pouvons juger de son déroulement par les observations morphologiques (Romer 1929, Halicki 1930, Klimaszewski 1950, 1959, Kotański 1958a) car il n'y a presque pas de sédiments de cette période dans les Tatras.

Les sédiments pliocènes de Mizerna (environs de Czorsztyn) sont composés en grande partie de graviers granitiques ressemblant aux sédiments contemporains du Dunajec (Birkenmajer op. cit.) témoignant que l'érosion a partout pénétré jusqu'au noyau cristallin, surtout dans les Hautes Tatras. On peut cependant supposer que dans d'autres endroits des Tatras il existait alors encore une couverture du flysch éocène.

Ni dans les moraines pléistocènes, ni dans les graviers de cette période il n'y a plus du tout de matériel du flysch provenant des Tatras. Il convient donc de supposer que les derniers lambeaux des sédiments du flysch dans les Tatras ont été érodés au cours du Pléistocène plus ancien.

De même il n'y a plus de galets de flysch dans les graviers des grottes les plus anciennes étudiées par Z. Wójcik (1960). Au cours de leur formation il n'y avait donc plus dans les Tatras de couverture de flysch dans les parties supérieures. Les recherches de E. Passendorfer (1954), de l'auteur (1959d) et de Z. Wójcik (1960) permettent donc d'élargir nos connaissances sur les étapes de l'érosion et la dénudation des parties toujours plus profondes du massif tatrique dans le Néogène supérieur et le Quaternaire inférieur.

Les études morphologiques (Halicki 1930, Klimaszewski 1959) et dernièrement spéléologo-géologiques (Rudnicki 1958, Wójcik et Zwoliński 1959, Wójcik 1960) permettent également d'établir les étapes de la surrection du massif tatrique dans le Tertiaire et le Quaternaire, qui d'ailleurs ne s'arrête pas jusqu'à nos jours.

II-e partie

Reconstitution de la paléogéographie de la série haut-tatrique

PRINCIPES METHODOLOGIQUES

Les principes tectoniques sur lesquels se base la reconstitution paléogéographique ici présentée ont été exposés dans la I-e partie. Le problème des dépressions et élévations longitudinales et transversales des Tatras, le rapport des plis haut-tatriques à ces élévations ainsi que leur extension de même que plusieurs problèmes du domaine de la mécanique des plissements et de la chronologie des mouvements y ont été expliqués plus clairement. Sans prouver ou admettre certains principes tectoniques fondamentaux le déplissement des plis haut-tatriques serait en général impossible.

La technique même du déplissement consiste en une analyse exacte des nouvelles coupes tectoniques (tabl. V-VII), sur lesquelles les nouveaux termes stratigraphiques ont été reportés, de nombreuses corrections dans la tectonique effectuées et la variabilité de facies (dans les dépressions transversales également) prise en considération, ce qui a servi de base pour distinguer de nouvelles séries haut-tatriques et pour reconstituer toute la paléogéographie.

Tous les mesurages ont été effectués sur les coupes, car — la zone haut-tatrique étant profondément coupée par les vallées — elles donnent une image dépendant à un degré minime de l'interprétation subjective. Ces coupes ont été par contre complétées hypothétiquement dans leurs parties plus profondes, invisibles à la surface, étant donné la nécessité de prolonger la série autochtone jusqu'à la flexure bordière aux endroits où celle-ci est cachée sous les plis haut-tatriques, c'est-à-dire dans les dépressions transversales.

En vue d'effectuer le rabattement et le déplissement des plis de l'autochtone une ligne de report a été établie, qui est l'axe de rotation et la ligne sur laquelle sont mesurés les déplacements des couches de l'autochtone haut-tatrique pendant son déplissement.

Cette ligne a été située sur la flexure bordière de la dépression de Goryczkowa-Jawor et Szeroka Jaworzyńska, d'où elle a été prolongée sur les élévations transversales. Ainsi s'est formée une ligne de report présentée sur les tableaux I, IV, et X. Elle constitue du point de vue structural un genre de courbe de niveau de la période des premiers mouvements pré-Gosau de surrection ondulée ensuite transversalement.

Sur la base des coupes tectoniques (tabl. V-VII) tous les plis et limites des séries haut-tatriques autochtones et parautochtones (tabl. I) ont

été exactement mesurés à partir de la ligne de report au moyen du compas (liste 1) et, après leur déplissement, ont été rabattus sur la surface horizontale — niveau de la ligne de report dans le profil donné. Ensuite les plis haut-tatriques ont été mesurés et développés — chacun dans la direction d'où il s'est écoulé ou a glissé dans la dépression transversale.

Le redressement de la ligne de report était la phase suivante de l'opération compte-tenu des déplacements des différentes coupes, dans le sens des méridiens et des parallèles. Le redressement de la ligne de report a été commencé à partir du point de report situé sur l'élévation de Koszysta.

Le résultat définitif de toutes ces opérations figure sur la carte (tabl. X), qui présente la situation des unités haut-tatriques tectoniques et des séries sédimentaires avant leur déplacement de leur position primitive et leur plissement.

DEVELOPPEMENT DES PLIS HAUT-TATRIQUES SUR LA BASE DE COUPES TECTONIQUES DETAILLEES

Dans le texte polonais de ce chapitre on a analysé en détail la structure de la zone haut-tatrique dans les différentes coupes (tableaux V-VII) d'ouest en est. Les plis autochtones et parautochtones ont été déplissés et rabattus.

Les extensions des différentes séries haut-tatriques ont été également débattues. L'appartenance tectonique des unités à situation incertaine et leur emplacement avant le plissement ont été aussi discutés. A cette occasion plusieurs nouveaux éléments tectoniques ont été distingués. Le mécanisme du charriage des plis haut-tatriques, l'ordre de succession des mouvements et partant celui de la formation des structures tectoniques ont été reconstitués en détail. Dans chacune des coupes enfin a été établie la patrie des plis haut-tatriques.

En dehors des précisions tectoniques nouvelles, parfois tout à fait différentes des interprétations faites jusqu'à présent, l'essentiel dans ces coupes est l'établissement de l'extension des différentes séries haut-tatriques dans les dépressions transversales, ce qui a servi de base à la reconstitution de la paléogéographie. Les coupes à travers la zone haut--tatrique qui existaient jusqu'à présent, parfois ne présentaient pas du tout la structure des masses autochtones dans les dépressions transversales, ou bien la présentaient à la base de coupes traditionnelles mais injustement considérées comme typiques.

Les problèmes des changements de puissance des différents termes stratigraphiques, dûe aux réductions de la sédimentation, à l'érosion dans la phase intragéoanticlinale du développement du géosynclinal haut-

-tatrique ou encore à l'érosion précédant le charriage ont été également examinés dans ce chapitre.

Toutes ces considérations ont servi de base pour distinguer les séries haut-tatriques présentées dans le chapitre suivant.

NOUVELLES SERIES HAUT-TATRIQUES DANS LES TATRAS

DEFINITION DES SERIES HAUT-TATRIQUES

La division des séries sédimentaires des Tatras en haut-tatriques et subtatriques date de très longtemps (Uhlig 1897, Lugeon 1903) et tous les géologues remarquent que ces séries sont du même âge, mais ont des faciès nettement différents.

Dans toutes les séries haut-tatriques les mouvements labiniens, éocimmériens et du Jurassique moyen ont laissé des traces très nettes provoquant la formation de grandes lacunes sédimentaires, réduisant les sédiments ou leur conférant un caractère littoral. Dans les séries subtatriques les mouvements éocimmériens se sont marqués à un degré beaucoup moindre et les mouvements du Jurassique moyen avaient une direction opposée à celle qu'ils avaient dans la série haut-tatrique. Dans la série subtatrique c'est une période du maximum d'approfondissement du géosynclinal (formation des radiolarites), qui y a duré d'ailleurs jusqu'au Néocomien. Dans la série subtatrique il n'y a pas pour la plupart de traces de mouvements néocimmériens. En d'autres termes on peut constater que les mouvements verticaux dans le géosynclinal karpathique ont provoqué le caractère intragéoanticlinal des séries haut-tatriques et intragéosynclinal — des séries subtatriques (Książkiewicz in Regionalna Geologia Polski 1951, Passendorfer 1959a).

Les différences entre les séries des Klippes et haut-tatriques sont dues aux changements paléogéographiques et de faciès liés aux mouvements néocimmériens. Ces mouvements ont laissé des traces très nettes dans les séries de Klippes et très faibles dans les séries haut-tatriques, seulement — en fait — dans les séries situées le plus au nord — d'Osobita et de Bobrowiecka. Il s'agit ici en premier lieu des faciès du Tithonique et du Néocomien. Les séries haut-tatriques diffèrent aussi des séries de Klippes par les lacunes qui se trouvent dans les séries haut-tatriques à la limite du Néocomien (Urgonien) et de l'Albien (phase austrienne).

Il en résulte qu'il existe aussi des séries intermédiaires entre les séries de Klippes et haut-tatriques auxquelles appartiennent les séries de Manin, de Haligowce et — dans les Tatras — les séries d'Osobita et de Bobrowiecka. Il se peut que dans l'avenir il s'avère opportun de distinguer ces séries en un groupe séparé de séries de Podhale (tabl. III).

Cette question ne deviendra cependant actuelle qu'après avoir effectué quelques forages fondamentaux profonds dans le Podhale, qui peuvent jeter sur ces problème de nouvelles lumières.

La distinction de nouvelles séries est la conséquence inévitable du caractère toujours plus détaillé des recherches géologiques. Dernièrement K. Birkenmajer (1953b. 1960) a distingué dans la Zone de Klippes de Pieniny de nouvelles séries sédimentaires caractérisées par un type déterminé de profil stratigraphique, qui d'ailleurs sont pour la plupart en même temps des unités tectoniques distinctes. Les géologues français ont emprunté une voie analogue en distinguant actuellement dans la série briançonnaise de nombreuses séries sédimentaires différant les unes des autres par le profil stratigraphique et un autre déroulement des évènements paléogographiques. Cette voie semble juste et constitue le résultat naturel du progrès dans les recherches géologiques et de leur exactitude croissante.

LES SERIES HAUT-TATRIQUES DANS LES TATRAS

Depuis les temps de Rabowski (1922, 1925a) on a commencé à distinguer dans les Tatras les séries plissées (de Czerwone Wierchy et du Giewont) et la série autochtone. On attirait l'attention sur les différences frappantes entre ces séries dans le profil stratigraphique. On donnait toutefois le nom de série plutôt aux sédiments appartenant à une unité tectonique déterminée qu'à un ensemble de sédiments à caractères déterminés de facies et à déroulement différent de divers processus paléographique.

Le fait que A. Matějka et D. Andrusov (1931) ont donné à la série autochtone le nom de série de Tomanowa et E. Passendorfer (in Regionalna Geologia Polski 1951) celui de série de Kominy Tylkowe n'avait pas d'importance essentielle de ce point de vue que c'étaient toujours des notions plutôt tectoniques que relatives au faciès. Nous n'avons aucune preuve que le noyau cristallin des Tatras ne se trouve pas sur place, on peut plutôt supposer qu'il est autochtone (cf. I-e partie). Dans ces conditions je propose de reprendre l'ancien terme de série autochtone, sous-entendant qu'il s'agit de son autochtonisme par rapport au noyau cristallin, d'autant plus que les doutes émis à cet égard par A. Michalik (1955) ont été dissipés.

Dernièrement S. Sokołowski (1959) compte dans la série haut-tatrique le noyau cristallin aussi. Cette opinion ne semble pas pleinement justifiée, car le noyau cristallin s'est formé dans les cycles diastrophiques précédents et a peu de commun avec la série haut-tatrique, sauf qu'il constitute son substratum. Il convient de donner le nom de série haut-

-tatrique seulement à la couverture sédimentaire (Permien + Secondaire) du noyau cristallin à faciès défini ci-dessus. De même dans les Alpes on emploie des noms tels que la série helvétique (série dauphinoise) exclusivement pour la couverture sédimentaire des noyaux cristallins extérieurs, mais on n'englobe jamais par ces noms les noyaux mêmes.

La division des sédiments haut-tatriques en série autochtone et série de Czerwone Wierchy et du Giewont est en fait une division tectonique et à un dégré minime seulement une division de paléogéographie et de faciès. Les différences entre la série de Czerwone Wierchy et celle de Giewont ne sont pas en fait si grandes; elles sont en tout cas plus petites que la différenciation dans la série autochtone même.

J'ai attiré l'attention depuis longtemps déjà (Kotański 1956b, d, 1959a, b, c, d) sur le fait que la différenciation du faciès et de la paléogéographie dans la série autochtone est très grande et l'influence des mouvements éocimmériens s'y est imprimée l'une façon particulièrement nette. Ces mouvements ont provoqué des émersions locales et de nombreuses lacunes. La plupart des profils dans lesquels existent des lacunes éminentes étaient d'ailleurs connus auparavant déjà, on expliquait cependant le plus souvent l'absence de certains termes stratigraphiques par les laminages. On expliquait p. ex. de cette façon l'absence de sédiments du Trias moyen dans la vallée Chochołowska et l'absence de sédiments du Trias supérieur et du Lias dans la gorge Kraków. Cela se rapporte aussi à la vallée de Cicha où le Trias moyen fait également défaut.

Les profils exacts des sédiments dans différents endroits de la zone haut-tatrique ont démontré cependant que la majorité de ces lacunes qu'on attribuait précédemment exclusivement aux laminages a en réalité le caractère d'érosion et des causes paléogéographiques. Cette conclusion est basée en premier lieu sur l'observation exacte des contacts de différents termes stratigraphiques qui dans la plupart des cas ont un caractère sédimentaire. Dans la série haut-tatrique il y a évidemment aussi des lacunes tectoniques dues aux laminages. Beaucoup d'exemples de ce genre ont été décrits par F. Rabowski (1959). En effectuant les profils stratigraphiques typiques on peut cependant trouver toujours un endroit où les laminages ne jouent pas de rôle plus important.

Le critère de la distinction de différentes séries haut-tatriques et de leur différenciation consiste en premier lieu dans l'examen de la différenciation du faciès, de la présence de lacunes stratigraphiques et de l'existence de périodes d'érosion provoquées par les mouvement du Trias supérieur, les mouvements éocimmériens et les mouvements du Jurassique moyen. Cela revient en résultat à suivre la relation du Jurassique au Trias et des contacts sédimentaires de différents termes stratigraphiques de la limite de ces deux périodes.

Les examens effectués de ce point de vue ont servi de base à une nouvelle division du point de vue de la paléogéographie et du faciès et à la distinction des séries haut-tatriques présentées ci-dessous. Dans cette division j'ai pris évidemment aussi en considération les différences de puissance et les différenciations secondaires de faciès.

Sur les profils typiques présentés des séries haut-tatriques (tabl. VIII, IX et liste 2) figure en principe la puissance maxima de différents termes stratigraphiques, il ne faut cependant pas oublier que cette puissance peut subir des changements assez importants même dans la même série. Du point de vue également de l'ordre de succession stratigraphique et du développement du faciès des différents ensembles de couches ces profils présentent seulement les termes extrêmes des séries liés entre eux par des passages continus.

Les séries distinguées présentent la différenciation du faciès dans le bassin haut-tatrique géosynclinal (liste 2) et elles occupent dans ce bassin une position paléogéographique déterminée (tabl. X).

SERIE D'OSOBITA

(tabl. VIII, profil 1)

La série d'Osobita (et la série voisine de Bobrowiecka) se caractérisent en premier lieu par la présence de Tithonique à Crinoïdes avec à *Pygope diphya* et limburgites (Kotański 1959, Kotański et Radwański 1959) et par un faciès spécial du Néocomien différent de l'Urgonien. Ce sont des caractères qui différencient ces séries de toutes les autres séries haut-tatriques. La présence de ces faciès spéciaux du Malm et du Néocomien rapproche en même temps la série d'Osobita et de Bobrowiecka aux séries de Klippes et elles pourraient être de ce fait comptées à l'avenir parmi les séries de Podhale.

La série d'Osobita diffère de plus des autres séries haut-tatriques à l'exception du profil de Chuda Turnia par la présence de la phase post-campilienne et antéanisienne des mouvements qui s'est marquée dans le conglomérat basal (Kotański 1959f).

De la série de Bobrowiecka elle diffère par la présence d'une épaisse série du Trias moyen sur lequel repose directement le Lias supérieur.

La série d'Osobita est la série haut-tatrique la plus avancée vers le nord. Cela est bien visible sur le tableau I où l'on voit l'élévation d'Osobita dans laquelle cette série a été exhaussée. La série d'Osobita se prolonge sans doute vers l'est sous les séries subtatriques. On peut s'attendre à la trouver ou bien une série rapprochée d'elle dans l'Orawa et le Podhale (tabl. X). Cette supposition peut trouver une confirmation dans le profond forage projeté à Zakopane.

SERIE DE BOBROWIECKA

(tabl. VIII, profil 2)

Les sédiments de la série de Bobrowiecka se déposaient au sud et au sud-est du territoire de la formation des sédiments de la série d'Osobita. On le voit nettement dans les profils I et II sur le tableau V et dans la carte (tabl. I).

Cette série se caractérise avant tout par la présence du Ttihonique à Crinoïdes avec limburgites, par l'absence complète du Trias moyen et par la transgression du Trias supérieur sur le Campilien, par la présence du Rhétien marin à faune nombreuse, par le Lias à zones siliceuses très nombreuses, un profil complet du Dogger et par le faciès siliceux du Néocomien.

Dans la vallée Chochołowska la série de Bobrowiecka accuse certains caractères différents. S'il s'avérait de plus que le Tithonique à Crinoïdes et les limburgites ainsi que le Néocomien à zone siliceuses font défaut il faudrait former une série distincte de Chochołowska n'accusant pas de caractères de séries de Klippes.

Sur la ligne de Bobrowiec la série de Bobrowiecka pénétrait assez loin vers le sud car les plis parautochtones qui y existent sont développés dans ce faciès précisement. La largeur du bassin sédimentaire de cette série était de plus de 5 km (cf. tabl. X).

Au sud de la série de Bobrowiecka se déposait la série de Kominy Tylkowe. Le faciès de la série de Chochołowska était plus proche de la série de Kominy Tylkowe et celui de Bobrowiecka — de la série d'Osobita.

La limite de la série de Bobrowiecka et de la série de Kominy Tylkowe est assez précise. On le voit à Kliny à l'ouest de Zdrapiska où des termes toujours plus jeunes du Trias moyen apparaissent de dessous le Trias supérieur vers le sud (paléogéographiquement).

Ainsi qu'il découle de la reconstitution de la paléogéographie des séries haut-tatriques (tabl. X) la série de Bobrowiecka se trouve dans le substratum de la série subtatrique de la vallée de Kościeliska, se poursuit plus loin an nord-est et se trouve peut-être sous Zakopane.

SERIE DE KOMINY TYLKOWE

(tableau VIII, profil 3)

Cette série est caractérisée par une énorme puissance du Trias moyen qui atteint ici 830 m. — le maximum dans la série haut-tatrique des Tatras. Le Trias moyen se distingue en même temps par une grande variabilité de faciès et des puissances qui peuvent dimineur jusqu'à 500 m. environ (Panienki). La variabilite de faciès existe aussi bien dans la direction N-S que W-E.

Le Trias supérieur accuse ici une liaison sédimentaire avec le Trias moyen et il est nettement bipartite — le Carnien est clastique et le Norien — carbonaté.

Le Lias atteint ici également de grandes puissances (450 m.). Il commence par la brèche de falaise et se caractérise par la présence de calcaires à *Spiriferina*, de calcaires quartziteux de Pisana et de l'ensemble de grès à Crinoïdes passant déjà au Dogger. La variabilité de faciès est très grande. Par rapport à la série de Bobrowiecka on peut remarquer ici une quantité moins grande de roches à zones siliceuses et de roches silicifiées.

Le Dogger est bipartite — dans le bas on trouve des grès et des calcaires à Crinoïdes, plus haut — des calcaires. Il n'y a pas de lacunes sédimentaires plus importantes.

Le Malm n'a pas une trop grande puissance et se caractérise par le développement du microfaciès à *Globochaete* (principalement l'Oxfordien) et pseudooolithique à *Saccocoma (Lombardia)* (Kimméridgien et Tithonique — calcaires à *Calpionella*).

Le Néocomien et l'Urgonien accusent certains traits analogues avec la série de Bobrowiecka et d'Osobita mais à l'exception du Bérriasien qui est aussi développé dans le faciès pseudooolithique à *Saccocoma* et à *Tintinopsella* n'est pas exactement connu.

L'Albien et le Cénomanien ont ici la plus grande puissance dans la série haut-tatrique (400 m).

Le territoire sédimentaire de la série de Kominy Tylkowe était large de 2200 m. environ (mesuré de la coupe de Kominy Tylkowe — tabl. V coupe V).

La série de Kominy Tylkowe s'étend de la vallée Kościeliska vers le nord-est et se trouve sans doute sous les collines subtatriques de Zakopane (cf. tabl. VI et X). Vers le sud-ouest on peut suivre les traces de cette série sous forme de lambeaux du pli de Kominy Dudowe dans le substratum de la nappe subtatrique presque jusqu'au col Bobrowiecka. Au nord de celui-ci se trouvait le série de Bobrowiecka et au sud — la série de la gorge Kraków (à l'est) ou la série de Świerkule (à l'ouest).

SERIE DE LA GORGE KRAKÓW

(tabl. VIII, profil 4)

Cette série se caractérise par une puissance pas très grande du Trias moyen limité au seul Anisien. Il n'y a pas de Trias supérieur en général et directement sur l'Anisien repose ici le Lias supérieur ou le plus souvent même le Dogger. Cette série ressemble donc le plus à la série de

Czerwone Wierchy et du Giewont où le Dogger repose ausi directement sur le Trias moyen.

Le mesurage de la zone sédimentaire de la série de la gorge Kraków effectué dans la gorge Kraków (tabl. VI coupe I) indique que celle-ci était large d'environ 1800 m.

Plus loin vers le NE la série de la gorge Krakow se cache sous les plis haut-tatriques et n'est pas directement visible et vers le SW elle se poursuivait jadis au sud de la série de Kominy Tylkowe mais a été érodée sur la ligne de la vallée Kościeliska. Le profil dans la partie culminante de Kominy Tylkowe dans la charnière synclinale de Kufa (tabl. V coupe V) est la seule trace de son existence à l'ouest de la vallée Kościeliska. Plus loin vers l'ouest la série de la gorge Kraków s'est réduite probablement à zéro et la série de Kominy Tylkowe voisinait directement avec la série de Świerkule.

SERIE DE ŚWIERKULE

(tabl. VIII, profil 5)

C'est la seule série plissée dans les Tatras dont le profil rappelle celui des séries autochtones. Elle appartient au pli de Świerkule (Jaroszewski 1957) et elle est fortement laminée et écaillée. Pour ces raisons il est difficile de préciser la puissance de ces sédiments et même d'établir un ordre de succession stratigraphique certain.

Le Werfénien ni le Trias moyen ne sont pas connus dans cette série. Le Trias supérieur dans le faciès clastique est le terme le plus bas. Sur ce terme repose le Lias supérieur et le Dogger très minces. Le Malm, le Néocomien et l'Urgonien sont normalement développés.

La patrie du pli de Świerkule se trouvait au sud de la gorge Kraków et de la série de Kominy Tylkowe, sur la zone de transition à la série de Czerwone Wierchy, sur la ligne Ornak — Rohacze (tabl. X). La longueur constatée de la zone sédimentaire de la série de Świerkule dépasse 12 km. et sa largeur est de 2 km. env.

SERIE DE TOMANOWA

(tabl. VIII, profil 6)

La série de Tomanowa est caractérisée par la présence du Trias moyen, du faciès clastique du Carnien et du Norien et par la présence des couches de Tomanowa (schistes à charbon, quartzites avec flore). On y voit la transgression du Lias supérieur sur les couches de Tomanowa. Le Dogger y fait défaut.

La série de Tomanowa est visible sur la coupe de Ciemniak (tabl. VI, coupe I), où sa zone sédimentaire a une largeur de 1200 m. Elle sépare ici la série de la gorge Kraków de celle de Rzędy — Spis-Michałowa, qui constitue déjà une transition à la série de Czerwone Wierchy. Plus loin vers l'ouest la série de Tomanowa prenait probablement fin car il n'y a aucune trace de son existence. Par contre vers l'est sa série sédimentaire pouvait être même un peu plus large (p.ex. la coupe de Małołączniak — 200 m. env.) ce qui découle des considérations tectoniques et paléogéographiques (cf. liste 1). Il est difficile toutefois d'en juger avec une entière certitude, car plus loin vers l'est la série de Tomanowa est cachée sous les plis haut-tatriques et ne surgit plus nulle part à la surface. On peut supposer que la série de Tomanowa et la série de Cicha pouvaient s'étendre vers l'est jusqu'au méridien de Świnica tout au plus (tabl. X).

SERIE DE CICHA

(tabl. IX, profil 1)

Cette série se caractérise par l'absence complète du Trias moyen et par la présence de couches de Tomanowa, du „Rhétien" marin et d'un Lias relativement complet mais peu épais. Les couches de Tomanowa avancent directement sur les couches à *Myophoria* du Campilien ce qui notamment différencie la série de Cicha de celle de Tomanowa.

La zone sédimentaire de la série de Cicha a env. 1400 m. de largeur tout au plus et env. 7,5 km. de longueur (tabl. X).

SERIE DE LILIOWE

(tabl. IX, profil 2)

Cette série se caractérise par l'absence complète du Trias moyen et même pour la plupart de tout le Campilien et par endroits du Seis supérieur. Le Trias supérieur y fait également défaut et directement sur le Werfénien inférieur repose le Lias supérieur et par endroits peut-être même le Dogger. C'est donc la série la plus réduite.

La largeur de la zone sédimentaire de cette série était de 2 km. environ. Au nord elle voisinait avec la série hypothétique de Koszysta et au sud — avec la série de Cicha. On peut supposer que la série de Liliowe se poursuit dans la série hypothétique de Biała Woda (tabl. X). La série unifiée de Liliowe—Biała Woda constitue une grande zone de lacunes stratigraphiques qui s'étend de la dépression de Jawor-Goryczkowa à travers toutes les Hautes Tatras sur une longueur de 20 km. environ.

SERIE DE KOSZYSTA

(tabl. IX, profil 3)

La série hypothétique de Koszysta se caractérise par les plus grandes lacunes sédimentaires de toutes les séries haut-tatriques. Il est possible, que directement sur le Werfénien inférieur repose ici le Dogger et même le Malm. La largeur de la zone sédimentaire de cette série dans la coupe Skrajna Turnia — Gladkie Jaworzyńskie peut être évaluée à plus de 2 km. Il est possible que plus loin vers l'est elle est encore plus grande (cf. tabl. X). Si l'on admet en effet que dans le Trias supérieur et le Jurassique inférieur ce territoire était une intumescence à forme oblongue on peut alors supposer que la zone occupée par la série de Koszysta avait la forme d'une lentille oblongue (tabl. X), entourée par une série à lacunes stratigraphiques moins importantes — du nord par la série de la gorge Kraków et du sud par la série de Liliowe — Biała Woda.

Sur l'élévation de Koszysta le Malm, le Néocomien et l'Urgonien de cette série ont été probablement érodés au cours du Crétacé supérieur.

SERIE DE BIAŁA WODA

Au sud de la partie orientale de la série de Koszysta il existe probablement une série où sur le Trias moyen peu épais ou même sur le Trias inférieur repose le Lias. Cette série est peu visible et difficilement accessible du fait que les principaux affleurements se trouvent sur les terrains de la réserve stricte.

Il résulte de la reconstitution paléogéographique (tabl. X). que cette série entourait du sud la zone sédimentaire de la série de Koszysta et se liait à la série de Liliowe à l'ouest. On peut donc parler l'une seule série de Liliowe — Biała Woda.

SERIE DE SPIS-MICHAŁOWA

(tabl. IX, profil 4)

Cette série est caractérisée par la présence d'un Trias moyen relativement épais et d'un Trias supérieur carbonaté sur lequel repose directement le Dogger. C'est donc un profil tout à fait pareil à celui de la série de Rzędy (près de Ciemniak). Comme il ressort de la reconstitution paléogéographique (tabl. X), les zones sédimentaires de ces deux séries s'unissaient, on peut donc parler d'une seule série de Rzędy — Spis-Michałowa. Cette série constitue indubitablement la transition à la série de Czerwone Wierchy — Giewont — Szeroka Jaworzyńska.

La largeur de la zone sédimentaire de la série Spis-Michałowa est de 2.5 km. environ et la longueur du territoire où se trouvent les deux séries dépasse 30 km. — de l'élévation de Kominy Tylkowe aux confins orientaux des Hautes Tatras.

La série de Spis-Michałowa se poursuit à l'est du massif de Szeroka Jaworzyńska. Sur la pente sud de la vallée de Koperszady Zadnie le Trias moyen et inférieur appartiennent à cette série (Kotański 1958b).

SERIE DE RZĘDY

(fig. 1)

La série de Rzędy se caractérise par la transgression du Bajocien sur le Trias supérieur. pour la plupart carbonaté. Elle occupe une position nette dans le bassin sédimentaire des Tatras entre les séries de Tomanowa et de Czerwone Wierchy. Elle se lie à la série de Tomanowa par l'intermédiaire du Lias. La liaison avec la série de Czerwone Wierchy se trouvant déjà au-dessus de Szeroki Upłaz est évidente, bien que par endroits elle peut être interrompue par des dislocations.

La largeur de la zone sédimentaire de la série de Rzędy mesurée sur la coupe de Ciemniak était de 500 m. env. mais l'on peut supposer qu'elle augmentait plus loin vers l'est.

Comme il résulte de la reconstitution paléogéographique (tabl. X), la série de Rzędy est la prolongation directe de la série de Spis-Michałowa, de sorte que dans les considérations paléogéographiques on peut parler d'une seule série de Rzędy — Spis-Michałowa.

SERIE DE CZERWONE WIERCHY

(tabl. IX, profil 5)

La série de Czerwone Wierchy se caractérise par la transgression du Dogger sur l'Anisien et par endroits peut-être sur le Ladinien. Ce genre de contact du Jurassique avec le Trias se trouve aussi bien dans le pli de Czerwone Wierchy que dans le pli parautochtone de Stoły.

La série de Czerwone Wierchy voisinait au nord avec la série de Rzędy. Il semble que cette frontière est assez précise ce qui est dû à la présence de la dislocation anté-doggerienne (peut-être éocimmérienne) le long de laquelle le territoire du nord s'est effondré et celui du sud a été exhaussé.

La largeur de la zone sédimentaire, mesurée dans le pli parautochtone de Stoły est de 3 km. environ (coupe de Kopa Kondracka

et de Jawor). Cette zone allait donc au delà de Wielka Kopa Koprowa jusqu'à Krzyżne Liptowskie (tabl. X).

Vu l'absence de liaison directe du pli de Czerwone Wierchy avec l'autochtone ou le parautochtone, la zone sédimentaire ne peut être établie qu'approximativement. Les analogies de faciès des sédiments du pli de Stoły et du pli de Czerwone Wierchy sont trop grandes pour que les territoires de leurs sédimentations puissent être beaucoup éloignés l'un de l'autre. De ce fait la zone sédimentaire du pli de Czerwone Wierchy a été placée directement au sud et sud-ouest du pli parautochtone développé de Stoły. La patrie du pli de Czerwone Wierchy se trouvait dans le territoire entre les vallées Jamnicka à l'ouest et Koprowa à l'est, dépassant au sud la limite des Tatras actuelles. Ces distances résultent du mesurage des parties les plus éloignées les unes des autres du pli de Czerwone Wierchy. Cette distance a été un peu agrandie, pour tenir compte de la réduction de la distance à la suite de l'adaptation du pli aux ondulations transversales du substratum. En résultat j'ai obtenu la distance de 13,5 km. L'extension de la série de Czerwone Wierchy pouvait être évidemment plus grande, surtout dans la direction ouest et sud, nous n'avons pas toutefois de données directes sur ce point.

La largeur globale de la zone sédimentaire de la série de Czerwone Wierchy (pli de Stoły + pli déplissé de Czerwone Wierchy) est de 9 km. environ (cf. tabl. 1 et tabl. X), mais cette zone pouvait se poursuivre encore plus loin vers le sud sur le territoire actuel de Liptów.

Ainsi qu'il résulte de la reconstitution de la paléogéographie (tabl. X) directement avec la zone sédimentaire du pli de Czerwone Wierchy voisinait la zone sédimentaire du pli du Giewont. En effet, les différences de faciès entre les deux séries sont minimes et n'autorisent pas en principe à les différencier. La différenciation des deux séries est cependant opportune pour des considérations tectoniques et paléogéographiques.

SERIE DU GIEWONT

(tabl. IX, profil 6)

La série du Giewont, de même que celle de Czerwone Wierchy se caractérise par la transgression du Dogger sur le Trias moyen et en fait directement sur l'Anisien (peut-être même inférieur). La plus grande extension stratigraphique des couches à *Myophoria*, qui comprennent ici tout de Campilien constitue une certaine différence par rapport à la série de Czerwone Wierchy.

Il résulte de la reconstitution paléogéographique que la série du Giewont ne se trouvait pas au sud de la série de Czerwone Wierchy mais

au sud-est de celle-ci, sur la pente nord-ouest de l'élévation de Koszysta, orientée vers la dépression de Goryczkowa — Jawor. La zone sédimentaire de cette série se trouvait sur le territoire situé au sud de Hruby et Krywań, dans la région des vallées Ważecka, Furkotna, Młynicka et Mięguszowiecka. Vers l'ouest ce territoire s'étendait au delà de Trzy Studnie — jusqu'à Podbańska, vers l'est — jusqu'à Osterwa et Szczyrbskie Jezioro et au sud il dépassait de loin le bord orographique des Tatras (tabl. X). Une telle situation de la patrie du pli du Giewont découle des mesurages de l'extension extrême de ce pli (après le déplissement des ondulations transversales env. 12 km.) et du mesurage de la largeur de la zone sédimentaire de cette série, qui dépasse 5 km.

La partie du pli du Giewont devait être située en entier en dehors des Tatras, si l'on se basait sur la théorie classique des nappes et si l'on admettait que le pli du Giewont se lie au pli de Czerwone Wierchy par l'intermédiaire d'une charnière radicale. Etant donnée cependant que cette liaison n'existe pas, on peut, conformément à la théorie de l'écoulement par gravité situer les patries des deux plis non l'une derrière l'autre, mais l'une à côté de l'autre d'autant plus que les directions du pendage des deux plis ne sont pas parallèles mais obliques et même (dans la vallée de Mała Łąka) presque perpendiculaires.

En établissant de cette façon la position paléogéographique de la série du Giewont on peut considérer cette série comme prolongation presque directe vers l'est de la série de Czerwone Wierchy. Il en découle que les plus grandes analogies de faciès devraient exister entre les parties les plus orientales du pli de Czerwone Wierchy et les parties les plus occidentales du pli du Giewont. Certaines connexions peuvent également être découvertes entre les parties les plus orientales du pli parautochtone déplissé de Stoły la partie septentrionale de la série du Giewont, qui étaient sans doute directement liées. Des ressemblances analogues devraient exister également entre les parties orientales de la série du Giewont et la série de Szeroka Jaworzyńska, qui se trouvait immédiatement à l'est.

SERIE DE SZEROKA JAWORZYŃSKA

(tabl. IX, profil 7)

Le caractère du faciès de cette série ne peut être exactement déterminé, car dans le pli de Szeroka Jaworzyńska des termes supérieurs au Campilien ne se sont pas conservés. Cependant il existe dans la série autochtone encore, près de la série de Rzędy un profil où le Dogger repose en transgression directement sur l'Anisien. C'est donc un profil

absolument analogue à celui de la série du Giewont avec laquelle la série de Szeroka Jaworzyńska avait jadis contact dans le bassin sédimentaire.

Cette série commençait depuis la série de Spis-Michałowa et se poursuivait vers le sud jusqu'en dehors des confis méridionaux actuels de Tatras (tabl. X).

III-e partie

Développement tectonique et paléogéographique du géosynclinal haut-tatrique dans les Tatras

INTRAGEOANTICLINAL HAUT-TATRIQUE

Terminologie et définitions

Dans les Tatras, depuis le temps de V. Uhlig (1897) on distingue deux séries du même âge mais différant par leur faciès — celle plus profonde — la série marine subtatrique et celle moins profonde — la série marine haut-tatrique. Depuis Rabowski on appelle la série haut-tatrique géanticlinale comprenant par ce terme la partie du géosynclinal se caractérisant par des lacunes stratigraphiques et des périodes d'érosion ainsi que par des faciès relativement peu profonds.

Le terme „géanticlinal" n'est pas, de l'avis d'Aubouin (1959) tout à fait correct, c'est pourquoi j'utilise suivant Tetiaev et Belousov le terme d'„intragéoanticlinal" — et comme opposition — „intragéosynclinal". Dans l'intragéoanticlinal je distingue des rides et des sillons comme Aubouin et Lemoine; par contre — dans le géosynclinal de flysch j'emploie pour les rides le terme de "cordillères".

Problème des phases du développement du géosynclinal haut-tatrique dans les Tatras

Après avoir discuté les divers systèmes de differenciation des phases du développement du géosynclinal je suis porté à distinguer les principales périodes suivant A. Caire (1957) J. Aubouin (1948, 1959) et Colom (1957) et les principales phases du développement de la zone haut-tatrique en tant qu'intragéoanticlinal suivant Lemoine (1953a).

En résultat on peut distinguer au cours de l'existence du bassin géosynclinal haut-tatrique les phases suivantes de son développement:

1. fondation du paragéosynclinal karpathique
2. naissance et individualisation de l'intragéoanticlinal haut-tatrique

3. phase pélagique de l'intragéoanticlinal haut-tatrique
4. phase batiale et comblement du géosynclinal haut-tatrique par les sédiments du flysch prétectogénique.

FONDATION DU PARAGEOSYNCLINAL KARPATHIQUE

Relation réciproque entre les cycles diastrophiques hercynien et alpin

Le géosynclinal karpathique a été fondé à l'emplacement de l'ancien géosynclinal hercynien. Les directions hercyniennes (NW-SE) n'ont pas d'influence ni sur les zones sédimentaires de l'intragéoanticlinal haut--tatrique, ni sur les mouvements de surrection et de charriage anté-Gosau ni sur les surrections et les grabens saviens. On ne peut parler en général de renversement de subsidence dans le sens d'Ellenberger (1953, 1958) car nous avons à faire ici à des sédiments de deux cycles diastrophiques distincts.

FORMATION PARAGEOSYNCLINALE TERRIGENE INFERIEURE

Dans tous les géosynclinaux la sédimentation commence par les sédiments terrigènes bigarrés (Belousov 1948) qui constituent en fait la fin du cycle diastrophique précédent. Dans les Tatras les sédiments permiens du Verrucano et ceux du Werfénien inférieur appartiennent à cette formation.

Sédiments permiens du Verrucano

Ces couches sont à présent développées résiduellement dans les Tatras. C'est le conglomérat dit de Koperszady composé de galets granitiques ainsi que de grès macrogrenus et de laves rhyolithiques (Passendorfer 1957, Turnau-Morawska 1957). A certains endroits sous les quartzites du Werfénien s'est conservée la surface permienne d'altération (fig. 2). Le volcanisme permien est le volcanisme final du cycle diastrophique hercynien.

Sédiments exogéosynclinaux du Werfénien inférieur

Dans le Trias inférieur le territoire des Karpathes et avec lui la zone de la future série haut-tatrique était une avant-fosse de la chaîne hercynienne qui existait alors également sur de grands territoires de la presqu'île balcanique (Belousov 1948) y provoquant la déposition de sédiments du Trias du type „germanique" (cf. Petković et autres 1959, Vadàsz 1959, Vialov 1959). C'étaient donc des sédiments paragéosynclinaux

dans le sens de H. Stille (1936) situés sur le bord du craton hercynien. M. Kay (1945, 1957) emploie dans le même sens le terme d'exogéosynclinal ou de géosynclinal deltaïque (deltagéosyncline). Ce géosynclinal subissait une immersion assez prononcée ce qui avec l'afflux simultané de matériel clastique a abouti à la naissance de la formation terrigène à puissance relativement importante (maximum 400 m. env. et en moyenne — 150 m. env.). Cette puissance est moins grande que celle de la série pennique (briançonnaise) des Alpes Occidentales mais elle est comparable à cette dernière.

La source du matériel clastique se trouvait au nord — dans la crête vindelicienne-beskidique (Andrusov 1959b) et non au sud, comme on le supposait jusqu'à présent (Passendorfer 1950, 1957, 1959a). Les mesures des directions du transport faites par Dżułyński et Gradziński (1960) ont été reportées sur la carte (fig. 2).

Dans le Seis l'individualisation des différentes séries haut-tatriques ne se dessine pas. Les puissances du Seis dans les séries diffèrent cependant assez sensiblement (tabl. VIII et IX et fig. 2).

SEDIMENTS PARAGEOSYNCLINAUX CARBONATES DU CAMPILIEN ET DU TRIAS MOYEN

Le matériel terrigène a afflué en plus grande quantité seulement au cours du Werfénien inférieur (Seis). Déjà dans le Werfénien supérieur (Campilien) on ne peut pas donc parler de géosynclinal deltaïque. Néanmoins les conditions paragéosynclinales pareilles à celles qui existaient p.ex. sur la plate-forme posthercynienne en Haute-Silésie se maintenaient. L'immersion du géosynclinal se poursuivait et les sédiments carbonatés le remplissaient, atteignant par endroits une grande épaisseur.

Les sédiments du Campilien se caractérisent encore par une certaine adjonction de matériaux terrigènes mais les couches carbonatées prédominent déjà nettement. Dans le Campilien inférieur se formaient des sédiments carbonatés-marneux dont le mode d'altération rappelle certains genres de Zellendolomiten ou cargneules du Trias inférieur. Dans le Campilien supérieur et par endroits pendant tout le Campilien se déposaient les couches dites à *Myophoria* (avec *Myophoria costata* et *Naticella costata*) composées de schistes noirs alternés (plus rarement rouges ou verts) de calcaires noirs, de dolomies bitumineuses à patine jaune et de brèches intraformationelles. La variabilité du faciès des couches à *Myophoria* est assez grande ce qui a été étudié en détail dans la série du Giewont (Kotański 1959a, tabl. XVII).

Les correspondants du point de vue âge et faciès des couches à *Myophoria* n'étaient pas connus jusqu'à présent dans les Alpes Occidentales (Debelmas 1959). Au cours de mon séjour dans les Alpes je les

ai retrouvés dans le toit des cargneules dans la zone intérieure de la série briançonnaise près de Nevache et dans le mur de l'Anisien à *Dadocrinus* à la limite de la zone briançonnaise et subbriançonnaise dans le massif de Montbrison (entre Valloise et Briançon).

L'Anisien et le Ladinien se caractérisent par la naissance d'une épaisse série carbonatée composée de calcaires et de dolomies alternés. Dans toutes les séries haut-tatriques il existe une petite lacune sédimentaire entre le Campilien et l'Anisien, qui commence par la brèche basale. Dans la série d'Csobita et dans la région de Chuda Turnia (série du Giewont) se formaient alors des conglomérats de falaise (fig. 3 et tabl. XI). Entre le Campilien et l'Anisien s'est donc produit ici une phase insignifiante de mouvements (fig. 10).

Dans le Trias moyen se dessine déjà une nette différenciation de faciès due à la formation de rides et sillons dans le paragéosynclinal haut-tatrique jusqu'alors non différencié. Dans les sillons immergés se formaient des sédiments carbonatés d'une grande épaisseur (série de Kominy Tylkowe max. 830 m.) et sur les rides plus faiblement immergées les sédiments du Trias moyen ne dépassent pas 500 m. L'immersion était constamment uniforme et les sédiments de l'Anisien se formaient au--dessus de la base des vagues (nombreuses brèches intraformationelles) et dans le Ladinien — un peu au-dessous. La puissance du Trias moyen haut-tatrique est en général plus grande que celle du Trias moyen de la série briançonnaise et plusieurs fois plus grande que le Trias helvétique ou dauphinois fortement réduit. Cn peut la comparer seulement à la puissance du Trias moyen dans la série de Vanoise dans la zone pennique des Alpes françaises où elle atteint par endroits 1000 m. (Ellenberger 1958).

Dans les Karpathes Centrales se dessine une province faunique, de même que celle de Briançon, dépourvue de faune d'Ammonites (Ellenberger 1958) à laquelle appartient en dehors de la série haut-tatrique aussi la série subtatrique inférieure. Les Ammonites apparaissent seulement dans la nappe de Chocz (découverte non publié de l'auteur).

NAISSANCE ET INDIVIDUALISATION DE L'INTRAGEOANTICLINAL HAUT-TATRIQUE

Phase labinienne (ante-carnienne) des mouvements et formation des sediments du Trias superieur

A la limite du Trias moyen et supérieur se sont produits des évènements qui ont entièrement changé le caractère de la sédimentation et ont inauguré la naissance de l'intragéoanticlinal haut-tatrique.

Sur tout le territoire des Karpathes Centrales, dans la série haut-tatrique et subtatrique inférieure se déposent au cours du Trias supérieur les sédiments terrigènes — schistes rouges et verts, grès quartzeux et conglomérats avec éléments exotiques. Cela témoigne de l'émersion de certaines régions et de l'érosion qui y a pénétré jusqu'aux sédiments du Trias inférieur et même jusqu'au cristallin.

Dans la zone haut-tatrique le système des rides et sillons s'est individualisé. La zone de la série de Bobrowiecka était émergée et subissait dans le Carnien une érosion intense. Le Carnien y repose en transgression directement sur le Trias inférieur et dans le conglomérat basal se trouvent des galets du Campilien inférieur (Kotański 1959b). A la suite de l'érosion tout le Trias moyen a été donc éliminé. Cette émersion était due à de puissants mouvements de surrection, qui peuvent être rapportés à la phase labinienne (saxonne). Ces mouvements avaient le caractère d'ondulations à rayons larges qui cependant étaient certainement accompagnées de dislocations. D'autres régions de l'érosion au cours du Trias supérieur existaient dans la zone des séries de Cicha, de Liliowe et de Koszysta et partiellement dans la zone des séries des plis haut-tatriques (fig. 4, 10 et tabl. XI).

Dans la zone d'autres séries haut-tatriques (de Kominy Tylkowe, de Tomanowa et de Rzędy — Spis-Michałowa) il existait une liaison sédimentaire entre le Ladinien et le Carnien et les mouvements labiniens ne se sont pas du tout marqués. Le faciès dans ces séries est très différencié — dans la série de Tomanowa au cours de tout le Trias supérieur se déposent des sédiments clastiques, dans la série de Tomanowa — seulement pendant le Carnien et dans la série de Rzędy — Spis Michałowa pendant tout le Trias supérieur se déposent des sédiments carbonatés. C'est donc dans le Carnien que s'est dessiné nettement le système des rides et sillons (fig. 4).

Le Norien était une période d'immersion de presque toute la zone haut-tatrique à l'exception de la ride de Koszysta (fig. 5) d'où les sédiments terrigènes étaient transportés dans la zone sédimentaire de la série de Tomanowa. Dans toutes les autres séries, même dans la série de Bobrowiecka érodée dans le Carnien se déposent des sédiments carbonatés dont la puissance ne dépasse pas 150 m.

PERIODE DES MOUVEMENTS EOCIMMERIENS

Couches de Tomanowa, Rhétien marin et Lias

A certains endroits de la zone haut-tatrique l'immersion inaugurée dans le Norien continuait dans le Rhétien. Ainsi p. ex. dans la série de Bobrowiecka le Norien se lie sédimentairement au Rhétien marin. A d'au-

tres endroits l'immersion a entrainé la transgression du Rhétien sur les dolomies noriennes probablement émergées précédemment.

Dans la série de Tomanowa pendant le Rhétien se poursuivait la sédimentation des couches terrigènes de Tomanowa, composées de quartzites avec flore d'*Equisetum*, de schistes noirs à charbon et de schistes bruns avec minerais oolithiques de fer. Ce sont des sédiments littoraux, qui ont par endroits un net caractère transgressif — dans la série de Cicha les couches de Tomanowa reposent en transgression directement sur les couches à *Myophoria* du Campilien. Dans la série de Bobrowiecka le mur des sédiments du Rhétien est constitué également de couches terrigènes avec détritus de plantes.

Dans le toit des couches de Tomanowa et surtout dans le toit du Norien carbonaté reposent des couches calcaires du Rhétien marin typique avec riche faune et flore marine. La mer rhétienne recouvrait d'importants territoires de la zone haut-tatrique (fig. 6).

Avant et pendant la formation des couches de Tomanowa se sont produits des phases plus anciennes des mouvements éocimmériens qui n'avaient pas cependant d'importance universelle. Une phase éminente de mouvements mais qui n'avait pas non plus d'importance universelle a eu lieu après la déposition du Rhétien et Hettangien et avant le Sinémurien: ensuite les mouvements continuaient encore pendant tout le Lias. Cette phase plus récente des mouvements éocimmériens a laissé les traces les plus nettes dans la série de Kominy Tylkowe où la transgression du Sinémurien était précédée de l'émersion qui a englobé le territoire de presque toute la serie haut-tatrique (liste 2). Les bassins marins ne s'étaient conservés alors que dans les sillons des séries de Bobrowiecka et de Cicha. La falaise sinémurienne avec tout l'ensemble des phénomènes qui l'accompagnaient a été décrité par A. Radwański (1959a).

Les rides formées dans cette phase des mouvements subissent une érosion intense et les sédiments qui en proviennent sont transportés dans les sillons voisins. Nous avons donc à faire à des conditions intragéoanticlinales les plus typiques. Les sédiments du Lias ont souvent le caractère de microbrèches caractéristiques p. ex. pour l'intragéoanticlinal briançonnais et surtout pour la zone pré-piémontaise.

La répartition des rides et sillons dans le Lias est présentée dans la fig. 7.

Au cours du Lias ont lieu des mouvements très intenses d'immersion, qui provoquent l'extension progressive de la transgression de la mer liassique des sillons sur les rides avoisinantes dont les parties centrales n'ont été submergées que dans la Lias supérieur ou même sont restées émergées pendant tout le Lias (fig. 6).

L'approfondissement des sillons était notable; au fur et à mesure de leur immersion ils étaient cependant comblés par les sédiments clastiques d'une grande épaisseur qui s'y amoncelaient. Les sédiments liassiques a épaisseur maxima se sont amoncelés dans le sillon des séries de Bobrowiecka et de Kominy Tylkowe où ils dépassent 600 m.

La présence d'une série liassique si épaisse dans les sillons de l'intragéoanticlinal haut-tatrique le différencie nettement p. ex. de la série briançonnaise où en principe il n'y a presque pas de Lias. A ce point de vue on peut comparer la série haut-tatrique seulement avec la série subbriançonnaise ou même dauphinoise et le mieux avec la série pré-piémontaise où certains sédiments faisant partie des schistes lustrés ressemblent beaucoup au Lias haut-tatrique.

L'immersion des sillons de l'intragéoanticlinal haut-tatrique n'était pas uniforme. Se basant sur les profils détaillés du Lias (Kotański 1959a) on peut distinguer plusieurs périodes de transport du matériel clastique liées aux mouvements de surrection sur les rides voisines, séparés par des périodes de sédimentation carbonatée ou siliceuse. Les spongolites et autres sédiments siliceux se formaient dans des périodes où l'immersion continuait mais l'arrivage du matériel terrigène était beaucoup moins important. La mer la plus profonde existait au cours du Lias moyen dans la série de Bobrowiecka où le nombre des sédiments siliceux est le plus important. Une mer assez profonde existait également pendant le Lias moyen dans la série de Cicha, où toutefois le Lias a moins d'épaisseur. Par contre le Lias de la série de Kominy Tylkowe a un caractère terrigène prononcé avec peu de sédiments siliceux et un peu plus de sédiments calcaires (calcaires gréseux à Crinoïdes). Dans cette série les sédiments terrigènes étaient apportés du sud, comme l'indiquent les mesures de la stratification diagonale (Radwański 1959b). Dans le Lias haut-tatrique on n'a pas trouvé jusqu'à présent de sédiments granoclassés, si fréquents dans les faciès intragéoanticlinaux (Aubouin 1959). C'est une des raisons pour lesquelles je préfère ne pas employer dans ce cas le terme de „cordillère" mais plutôt celui de „ride".

MOUVEMENTS MESOCIMMERIENS

Dans le Lias supérieur a eu lieu la transgression maximale de la mer dans l'intragéoanticlinal haut-tatrique. A la suite de cette transgression presque toutes les rides intensément érodées jusqu'à présent ont été submergées. Seules les rides de la série de Koszysta et probablement aussi les parties méridionales des séries des plis haut-tatriques émergeaient.

A la limite du Lias et du Dogger des mouvements intenses de surrection se sont renouvelés et ont abouti au retrait de la mer des territoires

submergés au cours de la transgression du Lias supérieur. Ces mouvements qu'on peut appeler mésocimmériens ou agassiziens (fig. 10, tabl. XI et liste 2) avaient produit des déformations sinueuses à rayon relativement petit ce que l'on pouvait observer en comparant les profils lithologiques détaillés sur le versant sud du Giewont (Kotański 1959a). Par endroits les effets des mouvements éocimmériens et mésocimmériens se sont cumulés ce qui a abouti à la naissance d'une nette discordance angulaire entre le Norien et le Bajocien, visible dans la série de Rzędy (Kotański 1956b et fig. 1). Il convient de remarquer qu'en plus de ces mouvements produisant des déformations sinueuses se formaient alors aussi des dislocations que j'ai observées à Rzędy près de Ciemniak et dans le massif de Szeroka Jaworzyńska. Une telle dislocation sépare la série de Rzędy — Spis-Michałowa de celle de Czerwony Wierchy — Giewont — Szeroka Jaworzyńska. Des failles pareilles ont été décrites par H. Günzler-Seifert (1941) dans la nappe de Wildhorn des Alpes bernoises. Les failles s'y sont formées pour la première fois après le Bajocien et étaient ensuite renouvelées sur les mêmes lignes de dislocation jusqu'au Néocomien. Dans les Tatras le problème de la persistance des dislocations cimmériennes n'a pas encore été étudié.

TRANSGRESSIONS DES SEDIMENTS DES DIFFERENTS ETAGES PENDANT LE DOGGER ET PHASE FINALE DE LA DIFFERENCIATION DE L'INTRAGEOANTICLINAL HAUT-TATRIQUE

Au cours des mouvements anté-doggériens la mer ne s'est pas retirée du terrain de toute la série haut-tatrique. Dans les séries d'Osobita et de Bobrowiecka il existe une liaison sédimentaire entre le Lias et le Dogger. Cela concerne aussi la série de Kominy Tylkowe, où il est difficile de séparer les sédiments du Dogger de ceux du Lias. Dans la série de la gorge Kraków le Bajocien repose en transgression sur le Trias moyen et les sédiments du Lias ont été érodés au cours de la transgression. Ces transgressions ont du être précédées par des mouvements, car dans le mur du Bajocien des grès du Lias supérieur se sont conservés par endroits. Ces mouvements ont provoqué la constitution d'un système de fissures dans lesquelles a pénétré profondément le dépôt à Crinoïdes du Bajocien. Ces fissures n'ont pas de caractère aussi régulier que les „Zugspalten" dans le massif de Dachstein (Gans 1938), où à la suite de la déformation sous-marine des calcaires de Dachstein s'est formé un système caractéristique de fissures remplies ensuite par le les dépôts liassiques. La série de Tomanowa n'a pas été probablement submergée dans le Dogger et e tous cas des sédiments de cette sous-période ne s'y sont pas conservés. Dans les séries de Cicha et Liliowe on ne connaît que

le Callovien, d'ailleurs douteux. Le terrain de la série de Koszysta a été peut-être partiellement submergé pendant le Dogger, mais on ne peut pas exclure qu'il a été submergé pendant le Malm seulement.

Les sédiments du Bajocien, du Bathonien et du Callovien sont connus dans la série de Rzędy — Spis-Michałowa et dans les séries des plis haut-tatriques. Dans toutes ces séries de même que dans celle de la gorge Kraków ils ont un caractère transgressif et les sédiments des différents étages du Dogger sont séparés par des lacunes stratigraphiques ce qui souligne encore davantage leur caractère intragéoanticlinal. Ces sédiments sont réduits, souvent sidérolithiques et ont peu d'épaisseur comparativement aux sédiments du Dogger qui se déposent dans les sillons intragéoanticlinaux. C'est dû aussi bien à l'arrêt de la sédimentation qu'à l'érosion au cours des émersions séparant les différentes transgressions. Ces transgressions étaient séparées par des mouvements qui ont entrainé la division par les failles des sédiments récemment formés du Dogger en blocs, ensuite érodés. En résultat on rencontre dans les sédiments du Bathonien des galets calcaires à Crinoïdes du Bajocien et du Trias moyen. Avec chacune de ces périodes de mouvements était liée également la création d'un nouveau système de fissures remplies ensuite par les sédiments de la mer en transgression.

PHASE PELAGIQUE DE L'INTRAGEOANTICLINAL HAUT-TATRIQUE

HOMOGENEÏSATION DES CONDITIONS DE SEDIMENTATION PENDANT LE MALM INFERIEUR

Au cours du Malm inférieur le bassin intragéanticlinal haut-tatrique est de nouveau nettement submergée ce qui provoque une homogénéité prononcée du faciès.

Pendant l'Oxfordien toutes les rides existantes ont été définitivement submergées et dans toute la série haut-tatrique se sont déposés des sédiments calcaires à microfaciès à *Globochaete* avec par endroits des Pélécypodes nombreux à valves fines („*Halobia*"). C'est le maximum de l'approfondissement de la mer haut-tatrique (Lefeld et Radwański 1960) qui coïncide avec l'approfondissement manifeste du géosynclinal de la série subtatrique inférieure au cours duquel se forment des radiolarites. C'est un faciès typiquement pélagique mais malgré cela peu profond du géosynclinal alpin (Colom 1957).

Le Kimméridgien se caractérise par un développement éminent du microfaciès pseudooolithique avec *Saccocoma* (Kotański et Radwański 1960). C'est un sédiment de la mer pélagique, mais relativement peu profonde. Dans la série d'Osobita se déposaient alors les calcaires à *Glo-*

bigerina, typique selon Colom (1957) pour les sédiments pélagiques plus profonds.

La sédimentation dans le Malm était en général homogène, la puissance n'est donc pas très différenciée. On peut cependant déduire du parcours des isopachytes (fig. 9) que dans le Malm également le système primitif des sillons plus fortement submergés et des rides plus faiblement submergées continue d'exister.

MOUVEMENTS NEOCIMMERIENS ET POURSUITE DE LA DIFFERENCIATION DE L'INTRAGEOANTICLINAL HAUT-TATRIQUE

Entre le Kimméridgien et le Tithonique des mouvements se sont produits dans le bassin haut-tatrique qui ont abouti à la différenciation des sédiments jusqu'alors homogènes en deux faciès tout à fait différents. Tandis que dans la plus grande partie de la région haut-tatrique les sédiments oolithiques à *Saccocoma* continuent à se former, cette fois-ci avec *Calpionella*, dans les séries de Bobrowiecka et d'Osobita se déposent des sédiments à Crinoïdes avec *Pygope*, Ammonites et autre faune ainsi qu'avec des intercalations de calcaires à *Calpionella*. Le Tithonique à Crinoïdes commence par endroits par un conglomérat composé de galets de calcaires kimméridgiens (Kotański 1959f) ce qu'on peut attribuer aux tremblements de terre liés aux mouvements néocimmériens.

VOLCANISME LIMBURGITIQUE

Dans le Tithonique et peut-être dans le Bérriasien des séries d'Osobita et de Bobrowiecka ont eu lieu des extrusions sous-marines de lave limburgitique (Kotański et Radwański 1959), ce qu'il convient de considérer aussi comme symptôme des mouvements néocimmériens. Les laves et tuffites limburgitiques ne ressemblent ni aux ophiolithes ni au roches vertes alpines. Pour cette raison on ne peut considérer le géosynclinal haut-tatrique comme eugéosynclinal, mais comme miogéosynclinal ce dont témoigne le caractère général de la sédimentation et de la paléogéographie.

RALENTISSEMENT DES IMMERSIONS DE L'INTRAGEOANTICLINAL HAUT-TATRIQUE AU COURS DU NEOCOMIEN ET SON COMBLEMENT PAR LES SEDIMENTS

Pendant le Néocomien l'immersion de l'intragéoanticlinal haut-tatrique ralentit sensiblement. La division héritée du Tithonique en deux zones de faciès continue en même temps d'exister. Dans le territoire de la sédimentation des séries d'Osobita et de Bobrowiecka se déposent des

calcaires organodétritiques á zones siliceuses. Ils se sont déposés dans une mer un peu plus profonde que les calcaires gris spathiques du Néocomien à faciès pseudooolithique avec *Saccocoma* et Tintinnidae et *Cidaris* qui couvrent tout le reste du territoire (fig. 9).

Dans le Néocomien supérieur se forment des calcaires organodétritiques récifaux à Orbitolines avec Coraux et *Requienia* (Passendorfer 1922, 1959a). C'est donc l'Urgonien typique. Les recifs urgoniens se formaient dans la mer très peu profonde au cours du Barrémien et de l'Aptien inférieur. Ensuite a eu lieu une émersion qui a duré pendant l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur (Passendorfer 1930). Dans l'île calcaire qui venait de se former se déroulaient des processus carstiques.

PHASE BATHYALE DU MIOGEOSYNCLINAL HAUT-TATRIQUE

IMMERSION DE LA ZONE HAUT-TATRIQUE ET PÉRIODE DE „VACUITÉ".

Immersion de la zone haut-tatrique et période de „vacuité".

L'île tatrique a été submergée dans l'Albien moyen (Passendorfer 1930) ce qui a été provoqué par l'immersion rapide de la zone haut-tatrique.

Par endroits se formaient des conglomérats de falaise (Kotański 1959b) mais pour la plupart la submersion albienne commençait par les calcaires glauconitiques à riche faune (Passendorfer 1930). L'immersion du miogéosynclinal haut-tatrique était très forte et la sédimentation des marnes de l'Albien situées plus haut considérées comme sédiment de la mer profonde (Kuźniar 1913) s'effectuait très lentement. En résultat cela a abouti selon la terminologie d'Aubouin (1958) à créer une „vacuité". C'est la phase de l'approfondissement maximum de la zone haut-tatrique précédant la période de surrection et de plissement de la série haut-tatrique.

PERIODE DE COMBLEMENT DU GEOSYNCLINAL HAUT-TATRIQUE PAR LES SEDIMENTS PRETECTOGÉNIQUES DU FLYSCH

Dans la phase finale du développement du géosynclinal est apparu le faciès de flysch qui a commencé pendant l'Albien supérieur (Passendorfer 1930) et a duré pendant le Cénomanien (Kušik 1959) et probablement pendant tout le Turonien. Dans les Tatras les termes supérieurs du flysch cénomanien et turonien ne se sont pas conservés et la puissance générale de l'Albien-Cénomanien ne dépasse pas 400 m. L'extension considérable des faciès de flysch dans différentes séries sédimentaires des Karpathes Centrales témoigne qu'au début du Crétacé supérieur des conditions analogues régnaient dans tout le géosynclinal karpathique. Dans les Tatras,

la sédimentation du flysch a duré jusqu'au moment de l'arrivée de l'onde d'intumescence de la géotumeur migrant vers le nord ce qui a provoqué l'émersion du bassin haut-tatrique dans la phase subhercynienne (anté-Gosau) et l'écoulement par gravité des plis haut-tatriques. Nous arrivons ainsi au moment à partir duquel j'avais commencé les considérations tectoniques et paléogéographiques dans la I-e partie (cf. tabl. III).

QUELQUES REMARQUES GENERALES SUR LE DEVELOPPEMENT PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DE L'INTRAGEOANTICLINAL HAUT-TATRIQUE

L'essai de reconstitution de la paléogéographie de la zone haut--tatrique présenté dans cet ouvrage peut avoir une importance comme *exemple d'interprétation spatiale de la paléogéographie de la zone intragéoanticlinale en général.* Les tentatives faites jusqu'à présent de reconstituer la paléogéographie d'une telle zone ne consistait pas en le déplissement basé sur les coupes tectoniques détaillées mais se basaient sur les considérations relatives au faciès et à la tectonique (Gignoux 1926, 1960, fig. 1, Lemoine 1953 fig. 1, Caire 1957). Une telle interprétation est évidemment conditionnée par l'état des recherches dans la région donnée et en particulier par la connaissance des relations de faciès et tectoniques. Celles-ci ne sont nulle part si bien connues que dans nos Tatras relativement peu étendues.

Le fait principal dans la paléogéographie est la *persistance de la ride de Koszysta* (cf. fig. 2—10 et tabl. X et XI) sur laquelle la puissance des sédiments n'est pas grande, car cette ride subissait l'érosion.

La ride de Bobrowiecka avait un autre caractère. Elle s'est formée dans le Carnien inférieur comme éminent élément positif, qui subissait une érosion intense jusqu'à en supprimer complètement les sédiments du Trias moyen. Ensuite elle a été submergée pendant le Trias supérieur et depuis pendant le Lias et le Dogger elle avait le caractère de sillon comblé par les sédiments d'une grande épaisseur. Nous avons donc à faire ici à un phénomène que l'on peut qualifier selon H. Jenny (1924), F. Ellenberger (1951, 1958) et J. Debelmas (1957) *de renversement de subsidence.*

Voici les dimensions des principaux sillons et rides: ride de Koszysta — 3-8 km (dans différentes périodes), ride de Bobrowiecka avant l'inversion — 5 km, sillon de la zone de Kominy Tylkowe — 3 km. Le sillon très étroit (1,5 km) de la série de Cicha qui pendant le Rhétien et le Lias était rempli de sédiments avait aussi un caractère d'inversion. La largeur de toute la zone haut-tatrique dans les Tatras ne dépassait

pas 30 km., elle peut être donc de ce point de vue comparée à la zone briançonnaise dont la largeur est évaluée par M. Lemoine (1960b) à 50 km.

Les mouvements prétectogéniques provoquant la différenciation de l'intragéoanticlinal haut-tatrique en rides et sillons consistaient en l'incurvation de certaines parties du bassin et en le bombement d'autres et plus souvent en la surrection ou l'immersion de blocs rigides séparés par des dislocations. Le caractère de ces mouvements est donc tel que le conçoivent dernièrement R. Trümpy (1957), M. Lemoine (1953a, 1960b) et J. Debelmas (1957). En raison des formes relativement plates du relief formé de cette façon je préfère utiliser pour les éléments positifs le terme de „rides" plutôt que celui de „cordillères".

Ces observations prouvent que les grabens et les horsts ne se sont pas formés à la suite de poussées prétectogéniques tangentielles, ils ne peuvent être donc une forme quelconque des nappes en marche. Ce qui plus est — les séries aux lacunes stratigraphiques les plus importantes ne se trouvent pas dans les plis haut-tatriques mais dans la ride de Koszysta qui est restée autochtone. Par cela même *il n'y a aucune base pour admettre la théorie de la tectonique embryonaire* de E. Argand (1920) développée plus tard par M. Gignoux (1926, 1960). Les géologues des Alpes (Trümpy 1957, Debelmas 1957, Aubouin 1958, 1959) sont arrivés à des conclusions analogues n'ayant pas observé non plus de liaison directe entre les plis et nappes existants et les anciennes cordillères.

Les mouvements verticaux ont joué un rôle essentiel dans la formation et le développement de l'intragéoanticlinal haut-tatrique. Il ne s'agit pas ici de mouvements d'immersion dus à l'abaissement du fond du géosynclinal sous le poids des sédiments, comme l'admettent généralement les géologues américains. Au contraire — dans les sillons plus fortement immergés s'amoncelaient des sédiments d'une plus grande puissance (Haug 1900). Sur l'exemple des Tatras on peut donc confirmer la formulation de J. Aubouin (1958, 1959) que ce ne sont pas les géosynclinaux qui sont le résultat de la sédimentation, mais inversement — *„les sillons appellent la sédimentation"*. Le parcours des rides et sillons est en général indépendant des structures tectoniques plus anciennes et les rides et sillons mêmes ont ou un caractère persistant ou bien se transforment dans le temps et dans l'espace. R. Trümpy (1957) a remarqué un phénomène analogue dans les Alpes.

Laboratoire de Géologie Dynamique
de l'Université de Varsovie
Varsovie—Grenoble
Varsovie, Février 1961

TABLE DES MATIERES
